

Санкт-петербургский государственный университет

АЩАУЛОВА Александра Сергеевна

Выпускная квалификационная работа

**ГЕОЛОГИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РАССОШИНСКОГО МАССИВА И
ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

(ОМУЛЕВСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Основная образовательная программа бакалавриата
«Геология»

Научный руководитель: к.г.-м.н.,
ст. преп., СЫЧЕВ Сергей Николаевич

Рецензент: к.г.-м.н.,
ЛЕБЕДЕВА Ольга Юрьевна

Санкт-Петербург
2018

СОДЕРЖАНИЕ

	ВВЕДЕНИЕ	3
1.	ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ	5
2.	ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ	7
2.2.	Экономико-географическая характеристика района	7
2.2	Общегеологическая характеристика района	7
2.2.1	Стратиграфический очерк	11
2.2.2	Магматизм	14
2.3	Геологическая характеристика объекта исследования	16
3.	ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	19
4.	ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАССОШИНСКОГО МАССИВА	21
5.	РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	33
6.	ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	44
7.	ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ	51
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	55
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	57

ВВЕДЕНИЕ

Омулевское поднятие находится на территории Республики Саха (Якутия). Представляет собой террейн, который входит состав «Колымской петли» Верхояно-Чукотского складчатого пояса. Рассматриваемая территория характеризуется очень сложным строением. Здесь широко проявлены складчатые и покровно-надвиговые образования, а также хорошо развиты интрузивные тела. С такими образованиями связан разнообразный набор полезных ископаемых (золото, медь, свинец, цинк, олово, и др.), чем и привлекало к себе многих ученых. Большинство из перечисленных полезных ископаемых связаны с гранитными интрузиями. Они формируют крупные (до 20 км²), а также сравнительно небольшие образования.

Рассошинский массив - это объект гранитоидного состава. Ранее был плохо изучен. Тем не менее, в результате работ геологической съемки, в рамках проекта № 41715600 «Оценка геологической, геофизической и геохимической изученности, подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов Q-55-XXIX,XXX (Рассошинская площадь)», Рассошинской партией были получены исключительно новые данные о его геологическом строении и полезных ископаемых, связанных с ним.

По предварительным данным, предполагается, что Рассошинский массив можно отнести к медно-порфировым типам оруденения. Месторождения порфирового семейства относятся к классу постмагматических гидротермальных месторождений и представляют собой крупные скопления небогатых руд прожилково-вкрапленного штокверкового типа с большим объемом гидротермально-метасоматических изменений рудовмещающих пород.

Руды неразрывно связаны в пространстве и времени с порфировыми интрузивами гранитоидного (граниты, гранодиориты, диориты, монцониты) состава, принадлежащие к калинатровым магматическим ассоциациям и, как правило, формирующихся вслед за полнокристаллическими (фанеритовыми) гранитоидами, являющимися их главной рудовмещающей средой.

Постановка проблемы: В полевой сезон 2017 года на изучаемой территории, на контакте гранитоидного Рассошинского массива с вмещающими породами впервые выявлено видимое золото в маломощной (5-10 см) сульфидизированной кварцевой жиле. Также установлены зоны скарнирования в восточном контакте массива. Выявлена молибденитовая минерализация в центральной части объекта и на его периферии. В

результате был поставлен вопрос о перспективности Рассошинского массива на рудные полезные ископаемые.

Целью данной работы является изучение петрологических и геохимических особенностей Рассошинского массива, с последующим выявлением локализации рудной минерализации в нем.

Задачи:

1. Изучение петрографических особенностей объекта и его рудной минерализации;
2. Интерпретация данных химических анализов, а также построение петрохимических диаграмм;
3. Выделение перспективных участков

В качестве **фактического материала** выступают 353 каменных образца и 353 шлифа, 10 ППШ, а также 150 геохимических проб (атомно-абсорбционный анализ (AAS) Au; рентгеноспектральный силикатный анализ; определение содержаний Ag, Mo, Zn, Pb, Ni, Co, Cu методом ICP-MS, определение содержания As методом ICP-MS; определение содержаний 14 РЗЭ методом ICP-MS +18 х/э (Cr, V, Sr, Mo, Ba, Sn, Be, Rb, Nb, Y, Ga, Zr, Hf, Ta, W, Th, U, Sc).

Автор хотел бы выразить благодарность следующим людям с помощью которых были получены данные, которые легли в основу данной работы: С.Н. Сычеву (СПбГУ, ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского) за консультацию в любое время, а также предоставление всевозможной литературы по рассматриваемой территории; Рассошинской партии, в составе которой автор проводил исследования (ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского); И.К.Котовой (СПбГУ) за помощь в написании общих глав, В.Д. Ляхницкой (ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского) и Ю.С. Шелухиной (СПбГУ) за консультацию и помощь в исследованиях рудной минерализации.

1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ

Геологические исследования территории начались в 30-е годы XX века Верхнеколымской экспедицией Дальстроя в связи с поисками золота. В 1940 г. В междуречье Булкута и Рассохи проводилась среднемасштабная геологическая съемка на глазомерной основе А.А. Николаевым. Впервые район был оценен как перспективный на медь. В 1945г. в долине реки Рассохи были проведены дополнительные поиски золота, не давшие положительного результата. В 50-х годах осуществлялись редакционно-увязочные исследования в связи с подготовкой к изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1000000.

В 1962-1963 г. Были проведены аэромагнитная и гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000. Результатами съемки стали выводы о блоковом строении фундамента.

Важнейшее значение для понимания геологического строения территории имели тематические исследования В.М. Мерзлякова (1964, 1968 гг.). Этими работами впервые для Северо-Востока России был установлен морской вулканогенный разрез ордовика, выявлено преддевонское угловое несогласие. Эти данные в дальнейшем послужили основанием для кардинального пересмотра представлений о тектонике и истории геологического развития огромной территории Колымо-Индигирского междуречья. Вместо Колымского срединного массива была выделена Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная складчатая система (Шило, Мерзляков, 1972).

В 1963 и 1976 гг. Г.С.Гусев изучал интрузивные и вулканогенные образования в бассейне р. Булгут. В 1971 г. З.С. Баранова составила разрезы илиньтассой свиты на правом берегу р. Булгут.

В 1975-1976 гг. в результате крупномасштабных поисковых работ В.И. Мяснянкиным в южной части Арга-Тасса выявлено несколько промышленных россыпей золота, а в 1978 г. На левобережье р. Булгут В.М. Мерзляковым и П.П. Лычагиным – свинцово-цинковое проявление «Догор».

Кондиционная геологическая съемка масштаба 1:200 000 территории листов Q-55-XXIX, XXX проведена в 1974-1979 гг. партией под руководством Е.П. Сурмиловой. Собран большой фактический материал по стратиграфии и откартированы палеозойские и мезозойские отложения, расчлененные на ярусы, свиты, толщи. Выявлено проявление меди «Агынджа», пьезокварца, золота; уточнены масштабы свинцово-цинкового проявления «Догор».

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 листов Q-55-XXIX, XXX и объяснительная записка к ней подготовлены к изданию Е.П. Сурмиловой и Г.А. Максимовой на основе геологических работ масштаба 1:200 000 с использованием материалов доизучения и тематических исследований. (Сурмилова, 1987)

В 1987 году был опубликован отчет «Геология и полезные ископаемые Рассошинской зоны» под руководством В.М. Мерзлякова.

Также в 2016 году С.Н. Сычевым и А.В. Роговым были опубликованы результаты по изучению истории формирования офиолитокластитового комплекса Рассошинской зоны. Сделаны выводы о многостадийности деформаций данной территории (Сычев, 2016).

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Экономико-географическая характеристика района

В административном делении эта площадь относится к двум районам Республики Саха (Якутия) – Момскому (п. Хонуу (Мома)) и Верхнеколымскому (п. Зырянка). В экономическом отношении район не освоен. Постоянного населения на территории нет, ближайшие населенные пункты: на западе – пос. Сасыр (административный центр Улахан-Чистайского наслега Момского района, расстояние – 40 км от рамки площади), на северо-востоке – посёлки Угольное (20 км), Верхнеколымск (30 км), Нелемное (20 км), Зырянка (35 км), на севере – село Утая (40 км). Наиболее удобными средствами передвижения в районе являются вертолеты и вездеходы. Для сплава на резиновых лодках пригодны реки Рассоха и Омулёвка. Южнее площади проходит федеральная автомобильная дорога «Колыма», расстояние от западной рамки листа до п. Усть-Нера – 100 км. Вся площадь относится к системе р. Колымы (бассейн р. Ясачной). Наиболее крупные левые притоки р. Ясачной на площади листов – р. Рассоха с притоками Булкут и Серечен, а также не большой фрагмент р. Омулёвка с притоком Омчикчан. Долины в горах глубокие, нередко с плоским дном. Такова, в частности, долина р. Рассохи шириной 1-3 км, на отдельных участках имеющая вид глубоких узких (200-300 м) ущелий. Ширина русла 20-80 м; глубина на перекатах 0,8-1,5 м, на плесах до 3,5 м. Основным орографическим элементом территории является горная система Черского, представленная юго-восточной частью Момского хребта (максимальные высоты до 1935 м) и фрагментами его отрогов (горная цепь Гармычан – высоты до 2309 м, Булкутский горный массив – до 1661 м, гряда Козловой – до 2400 м). Животный мир: черношапочный сурок, пищуха сеноставка, снежный баран, кабарга, орёл-беркут, сокол-сапсан, северный олень, бурый медведь, лесной волк. Растительный мир: в долинах рек распространены луга. На побережье и вершинах гор — кустарниковая травянистая растительность и лишайники (Мерзляков, 1987).

2.2. Общегеологическая характеристика района

На северо-востоке Азии к востоку от Сибирской платформы в составе Тихоокеанского складчатого пояса принято выделять Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую складчатые области, разделенные Охотско-Чукотским вулканическим поясом (Смелов А.П., 2003). Эти крупные тектонические элементы имеют различные структурные планы и состоят из нескольких складчатых систем (рис.1).

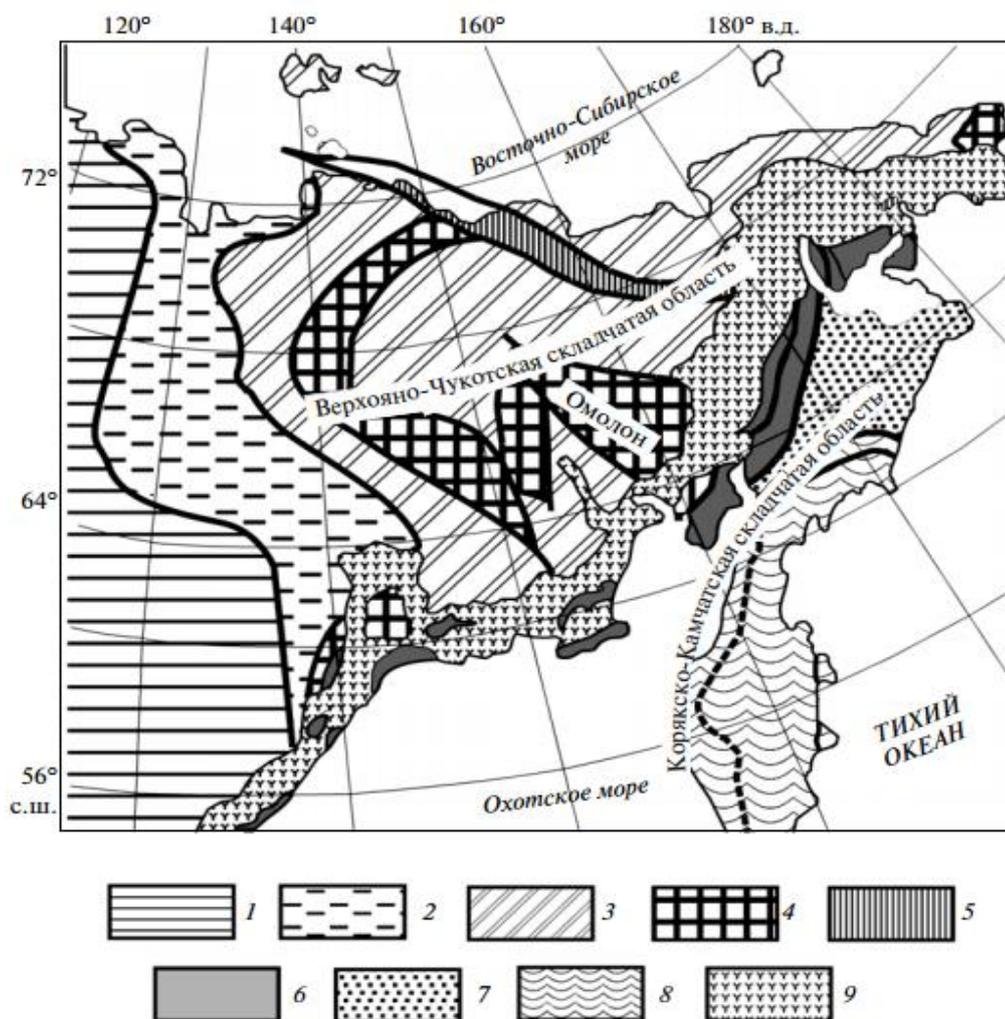


Рис.1. Схема основных тектонических элементов Северо-Востока Азии (Соколов, 2010)

1-Сибирская платформа; 2-Структуры пассивной окраины Сибирского кратона (Верхоянский комплекс); 3-5 – Верхояно-Чукотская скл.обл.: 3-палеозойско-Мезозойские отложения, 4- террейны с континентальной корой, 5- Южно-Ануйская коллизийная сутура;6-8 Корякско-Комчатскаяскл.обл.: 6- Западно-Корякская скл.обл.,7- Анадырско – Корякская скл. Система, 8- Олюторско-Камчатская скл. Система; 9- Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Структурный план Верхояно-Чукотской складчатой области является результатом коллизийных процессов, среди которых определяющую роль играли коллизия континент-микроконтинент, континент-островная дуга (Соколов, 2010). Крупные террейны, различной геодинамической природы подвергались горизонтальному сжатию, выжимаясь по латерали вдоль орогенного пояса по системе сопряженных сдвигов различного иерархического ряда, формируя во фронтальных частях зоны Черского систему взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом (Имаева Л.П., 2011).

Рассматриваемая территория представляет собой крупный горстовидный блок, имеющий северо-западное простирание (рис.2). От Колымского срединного хребта отделяется Элекчанским грабеном. На северо-западе поднятие погружается под Момо-

Зырянский прогиб. С юго-запада и юга оно отделено от Иньяли-Дебинского синклинория зоной глубинного разлома Дарпир. На востоке имеет границу с Приколымским поднятием.

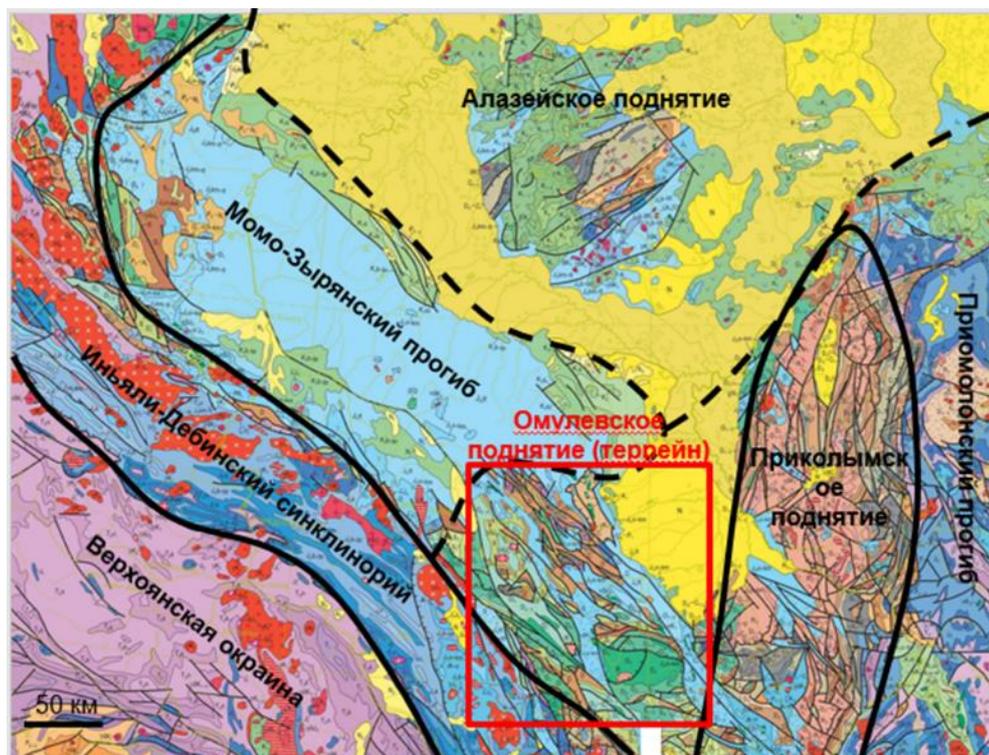


Рис.2. Расположение объекта исследования (Геологическая карта, 2012).

Важнейшей чертой поднятия является его сложное тектоническое строение и разнообразная геодинамическая природа зон (рис. 3)

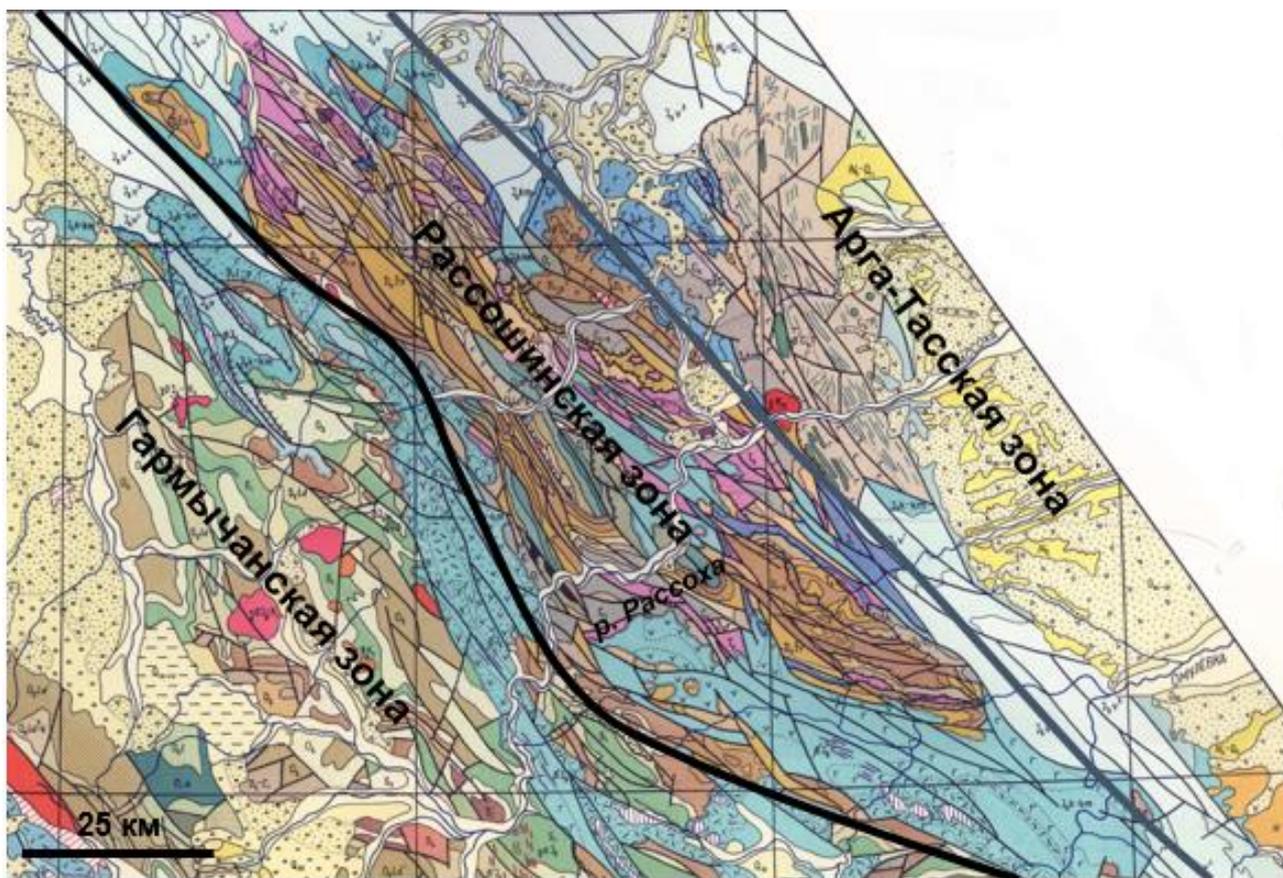


Рис.3.Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха (Терехов, 1989).

К главным структурам Омuleвского поднятия относится и Рассошинская аккреционная зона. Эта зона расположена в центральной части поднятия. Общий стиль тектоники Рассошинской зоны определяется сложным сочетанием протяженных узких пластин и чешуй северо-западного простирания, разграниченными многочисленными разрывными нарушениями, важная роль принадлежит взбросам и надвигам юго-западной вергентности. Отдельные участки несут явные признаки чешуйчатого строения. В соседних блоках и пластинах нередко проведены в соприкосновение толщи резко различного возраста. Это свидетельствует о больших вертикальных и горизонтальных перемещений масс горных пород. В связи с вышесказанным в рассматриваемой территории практически невозможно наблюдать крупных ненарушенных складчатых форм (Мерзляков, 1987)

Структуры Аргатасской покровно-складчатой зоны характеризуются иными чертами. В большей ее части развиты преимущественно крупные пологие брахиформные складки, чередующиеся с подчиненными им линейными. Как и в Рассошинской зоне, есть опрокинутые залегания толщ и надвиги, однако здесь они развиты незначительно.

Гармычанская зона охватывает всю территорию хребта Гармычан и ограничена с востока Сереченской зоной взбросо-надвиговых деформаций. Породы терригенно-

вулканогенного происхождения собраны в серию брахиформных и линейных складок северо-западного простирания.

Омулевское поднятие имеет сложную и неоднородную внутреннюю структуру (Оксман, 2000). Здесь есть покровно-складчатые системы, которые отличаются не только по своему морфологическому выражению, но и по тектонической природе, по времени образования.

2.2.1. Стратиграфический очерк

Стратифицированные образования района формируют геологический разрез от предположительно кембрийских образований до современных.

Кембрийские образования. В низовьях р. Серечен выделена *офиолитокластитовая толща* залегающая в тектонической чешуе. Здесь описаны фрагменты разреза офиолитокластитов представленные пестро- и сероцветными песчаниками, гравелитами с линзами конгломератов, общей мощностью до 100 м.

Ордовикские образования. В Аргатаской зоне распространен вулканогенно-терригенный ордовик, а в Гармычанской – карбонатно-терригенный средний и верхний ордовик (Мерзляков, 1964).

Силурийские образования. *Нижний отдел.* Нижнесилурийские отложения представлены полимиктовыми песчаниками, часто известковистыми с прослоями и пачками темно-серых алевролитов. В подчиненных прослоях присутствуют серые известняки. Полная мощность толщи, установленная на смежной с запада территории – 1000 м.

Верхний отдел представлен двумя свитами. *Бизонская свита* представлена серыми доломитами. Мощность – 900 м.

Мирнинская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, содержащими пачки и прослой филлитовидных сланцев, серых и темно-серых известняков, светло-серых доломитов, а также пестроокрашенных конгломератов и гравелитов. Мощность ее – 500 м. (Мерзляков, 1964)

Девонские образования. Отложения девона представлены морскими карбонатными и терригенно-карбонатными образованиями калгарской свиты, эйфельского, живетского ярусов и верхнего девона (Гагиева, 1995).

Каменноугольные образования

Нижний отдел. Турнейский-визейский ярусы. Представлены известняками, содержащими на отдельных участках единичные прослои доломитов и редкие прослои мергелей. Мощность турнейских-визейских отложений – 650 м.

Нижний-средний отделы. Магарская свита сложена разнообразными туффитами с подчиненными прослоями песчаников (10-15 м), туфопесчаников (1-3 м), туфов андезитов (до 5 м), глинистых сланцев (10-15 м). На отдельных участках в бассейне р. Булкут встречаются линзовидные прослои (до 5 м) известняков. Мощность отложений в районе – 800 м. (Гагиева, 1995) (Мерзляков, 1969)

Каменноугольно-пермские образования распространены в Увязкинском и Восточно-Аргатасском районах.

Верхнепалеозойские терригенно-вулканогенные образования были установлены в северо-восточной части Аргатасской зоны (горы Арга-Тасс), где были расчленены на две толщи: куранахсалинскую и шумнинскую. Нижняя граница образований в районе не вскрыта.

Ураданская толща. Опорный разрез известен на правом берегу р. Булкут. Темно-серые, зеленовато-серые и черные туффиты, туфоалевролиты, кремнеаргиллиты с редкими прослоями туфопесчаников и окремненных песчаных известняков. Мощность до 1500 м. Возраст ураданской толщи — фаменско-раннекаменноугольный.

Рогатинская толща представлена глинистыми и кремнисто-глинистыми породами в переслаивании с туфами базальтов, туфопесчаниками и туфогравелитами, Общая мощность толщи около 1200 – 1400 м.

Максуровская толща. Нижняя часть толщи (220-280 м) сложена потоками сильно измененных трахибазальтов мощностью от 10-20 м до 80 м. В основании находится горизонт туфов-ракушечников мощностью 20-30 м с многочисленными обломками гастропод, брахиопод, мшанок и криноидей. Средняя часть толщи (265-320 м) внизу образована сложно переслаивающимися прослоями среднезернистых туфопесчаников и туфов и туффитов базальтов, вверху – линзовиднослоистыми песчаниками и алевролитами. Общая мощность отложений составляет – 900 – 1100 м.

Лесновская толща представлена в нижней части (500 м) преимущественно сланцами и рассланцованными алевролитами, которые местами частично замещаются песчаниками с большим количеством базальтов. Суммарная мощность толщи около 1100 – 1300 м.

Верхняя часть *Сахарымнанской* толщи сложена потоками и покровами пикробазальтов, базальтов, трахибазальтов и метабазальтов мощностью от 10-20 м до 40-80 м. Толща отнесена к среднему карбону – нижней перми на основании палеонтологических остатков. Общая мощность толщи, составляет 2215-2850 м (Мерзляков, 1969) (Смирнова, 1988).

Пермские образования. *Нижний отдел.* Они представлены однообразными темно-серыми и черными пепловыми туффитами. В верхах толщ – прослой черных сланцев и аргиллитов, светло-серых органогенно-детритовых известняков. Полная мощность нижнепермских отложений 1200 м.

Верхний отдел. Бочарская свита. В ее составе преобладают известняки, часто органогенно-детритовые с линзами кремней. Отмечаются редкие прослой туфоаргиллитов. Мощность в разрезе – 203 м (Смирнова, 1988).

Триасовые образования.

Триасовые отложения установлены только в Аргатаской зоне и представлены терригенными отложениями среднего и карбонатно-вулканогенно-терригенными – верхнего отделов. Мощность среднего-верхнего триаса в районе более 423 м.

Юрские образования

Нижний отдел. Нижнеюрские отложения согласно залегают на триасовых образованиях и представлены алевролитами, переслаивающимися с песчаниками, аргиллитами и углисто-глинистыми сланцами. Мощность нижнеюрских отложений в районе более 700 м.

Верхний отдел. Келловейский-волжский ярусы. Илинътасская свита залегает с резким угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании (до 800 м). Состав свиты: песчаники, гравелиты, конгломераты. Полная мощность свиты – 4500 м.

Волжский ярус. Бастакская свита распространена только в Аргатаской зоне, где согласно перекрывает илинътасскую свиту. *Нижняя* подсвита, сложена в нижней части (400-500 м) преимущественно алевролитами, аргиллитами. *Средняя* подсвита характеризуется более грубым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. *Верхняя* подсвита представлена чередованием песчаников и алевролитов. Суммарная видимая мощность свиты – 3000 м (Смирнова, 1988).

Меловые образования. *Нижний отдел. Ожогинская свита* распространена локально в бассейне р. Якша. Свита представлена преимущественно песчаниками полимиктовыми серыми, содержащими пачки и линзы углистых алевролитов, линзовидные прослой углей. Максимальная мощность в районе – 800м.

Неогеновые отложения.

Миоцен. Миоценовые отложения представлены буровато-желтыми плотными галечниками и голубовато-серыми глинами прослоями (1-3 м) черных песков, переслаивающихся (1-10 см) с супесями, суглинками, насыщенными растительными остатками. Видимая мощность миоцена в районе – 7 м.

Плиоцен. Плиоценовые отложения чехлом покрывают водоразделы с абсолютными отметками 400-800 м в восточных предгорьях Арга-Тасса. По составу это галечники, валунно-галечные отложения с прослоями песков, суглинков, глин. Полная мощность не менее 200 м (Смирнова, 1988).

2.2.2 Магматизм

Их размещение контролируется зонами крупных тектонических нарушений и областями интенсивного проявления палеозойского и юрского вулканизма. По составу среди них выделяются образования основного, среднего, реже кислого состава.

Булкутский комплекс трахит – трахибазальтовый выделен в Яно-Индибирской СЛ-200. Он представлен дайками трахиандезибазальтов и трахидолеритов. Средне-позднеордовикский возраст пород установлен условно, по находкам отпечатков граптолитов из прослоев известняков вмещающих красноцветных отложений булкутской толщи. Современные геохронологические датировки отсутствуют.

Увяжгинский трахириолитовый комплекс субвулканический. Субвулканические тела распространены в долине р. Булгут и в бассейне р. Урадан и представлены пластообразными телами трахидацитов и трахириолитов с общей площадью выходов до 6 км². Ранне-среднедевонский возраст субвулканических образований установлен условно, по их геологическому положению и химическому составу пород. Современные геохронологические датировки отсутствуют.

Аргатасский тикрит-долерит-габбровый комплекс малых интрузий. Комплекс объединяет пластовые тела, дайки и дифференцированные интрузии пород основного и ультраосновного состава, прорывающие отложения максуровской и сахарымнанской толщ позднекаменноугольного-раннепермского возраста и тесно ассоциирующие с эффузивами (Скляр Е.В, 2001) (Рогов А.В., 2018) этих толщ. Современные геохронологические датировки отсутствуют. (Лычагин, 1989)

Среднеюрские габбро, габбро-диабазы, долериты слагают штоки, пластовые тела и дайки в бассейне р. Булгут и в верховьях р. Ичена. Наиболее крупный шток (18 км²) в низовьях р. Трюлины вытянут в субмеридиональном направлении. Контакты его с вмещающими породами секущие, крутые, резкие. Центральные части штока сложены габбро, переходящими ближе к контакту в габбро-долериты. Современные геохронологические датировки отсутствуют.

Позднеюрские габбро, габбро-диабазы, габбро-нориты, пироксениты, долериты слагают мелкие штоки, пластовые тела и дайки, пространственно и генетически тесно связанные с вулканогенными образованиями илиньтасской свиты. Штоки (0,15-0,28 км²) немногочисленны и сложены габбро, габбро-долеритами. Современные геохронологические датировки отсутствуют.

Позднеюрские граниты, гранодиориты, диориты, гранит-порфиры, слагающие мелкие массивы (1,5-16 км²) в районе хр. Гармычан и в западной части Булгутского массива, имеют в плане изометричную либо слегка вытянутую форму. Центральные части интрузий сложены обычно биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, переходящими в краевых частях либо в гранодиориты и диориты, либо в гранит-порфиры. Современные геохронологические датировки отсутствуют. Граниты и аплиты слагают Рассошинский массив. Контакты его с вмещающими породами крутые, резкие, секущие. Центральные части массива сложены крупно- и среднезернистыми гранитами, иногда аляскитовыми, участками порфировидными, переходящими к периферии в более мелкозернистые разновидности. Современные геохронологические датировки отсутствуют.

Палеогеновые долериты, габбро-долериты слагают серию даек северо-восточного и субмеридионального простираний, часто секущих поверхности меловых разломов, имея четкие контакты с верхнеюрскими вмещающими породами. Мощность даек 10-30 м при протяженности 400-600 м. Дайки обычно однородны и сложены долеритами.

По геологическому положению они являются наиболее молодыми интрузивными образованиями в районе. Современные геохронологические датировки отсутствуют.

Позднеюрские субвулканические базальты слагают серию штоков в осевой части Арга-Тасса, прорывающих верхнепалеозойскую толщу. По химическому составу субвулканические базальты идентичны верхнеюрским эффузивам, что и определяет их предположительный возраст.

В строении Омудевского террейна участвуют разнообразные осадочные

пирокластические и эффузивные образования, возраст которых от позднего докембрия до кайнозоя включительно (Сурмилова, 1987).

2.3. Геологическая характеристика объекта исследования

Рассошинский массив находится на сочленении Рассошинской и Аргатасской зон. Относится к рассошинскому комплексу интрузивных образований. Также внутри массива проявлен Омудевский комплекс даек палеогенового возраста.

Это небольшое (16 км²) интрузивное тело почти изометричной формы на западном склоне Арга-Тасса в долине р. Рассохи (рис.4). Контакты его с вмещающими породами резкие, секущие, рвущие. Восточный контакт осложнен взбросом, вблизи которого граниты рассланцованы. Центральные части массива сложены крупно- и среднезернистыми гранитами, иногда аляскитовыми, участками порфиroidными, переходящие к периферии в более мелкозернистые разновидности. В эндоконтакте в гранитах часты мелкие ксенолиты вмещающих пород. В экзоконтактовых частях отмечается незначительное ороговикование вмещающих терригенно-вулканогенных пород и скарнирование карбонатных.

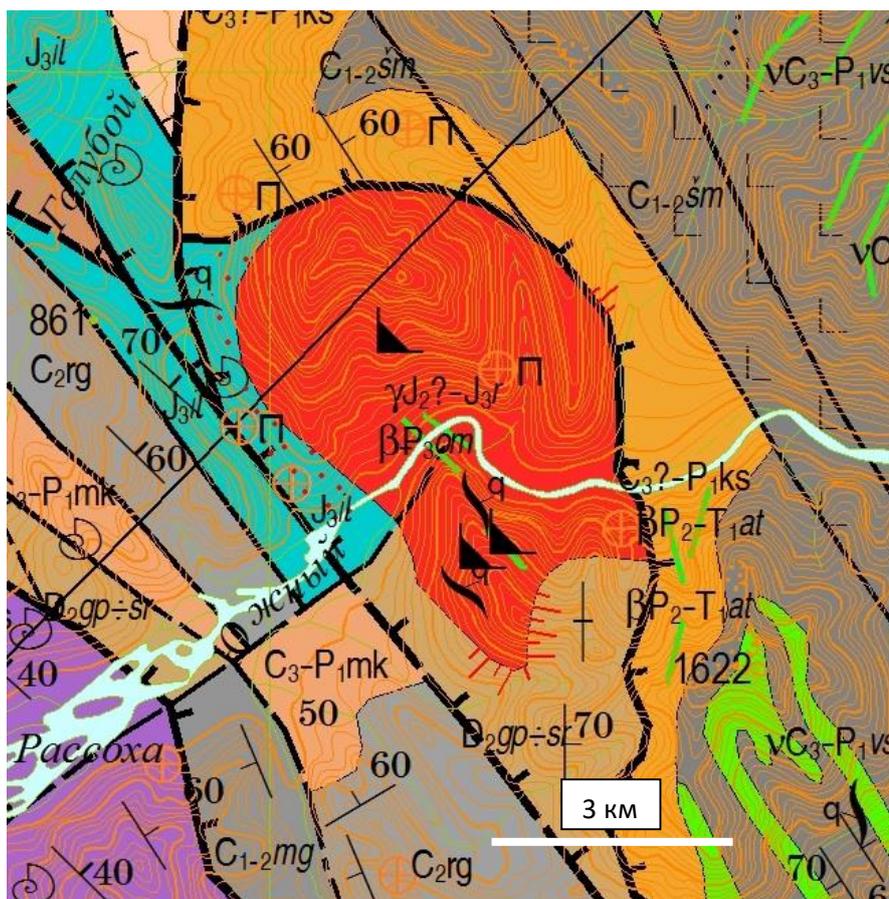


Рис.4. Рассошинский гранитный массив (Сычев С.Н. и др., 2018ф)

Граниты – серые, розовато-серые породы, сложенные (в %) микроклином (25-30), альбит-олигоклазом (25-35), кварцем (30-40), биотитом (0-10). Среди акцессорных минералов отмечается титаномагнетит, апатит, сфен. Вторичные изменения выражены в серицитизации полевых шпатов, хлоритизации биотита. Структура гранитовая, участками порфириовидная. Аляскитовые граниты характеризуются полным отсутствием темноцветных минералов при возрастающей роли микроклина.

Аплиты – белые и светло-серые массивные и мелкозернистые породы с аплитовой структурой, сложенные (в %) микроклином (25-35), кварцем (25-30), зональным олигоклазом (40-45)

По химическому составу граниты относятся к щелочноземельному ряду. Они пересыщены кремнеземом и богаты щелочами, в первую очередь калием.

Поскольку граниты прорывают образования илиньтасской свиты и по составу, строению, геохимической специализации сходны с раннемеловыми гранитами колымского комплекса, возраст их принимался как раннемеловой (Сурмилова Е.П., 1987). По последним полученным данным в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb (SHRIMP II) датировкам возраст гранитов Рассошинского массива составляет 165.4 ± 1.3 млн. лет (рис. 5, обр. L-17-8). Таким образом, возраст массива изменился с раннемелового на средне-позднеюрский. Результаты U-Pb локального анализа цирконов представлены в таблице 1 (Рогов, 2018).

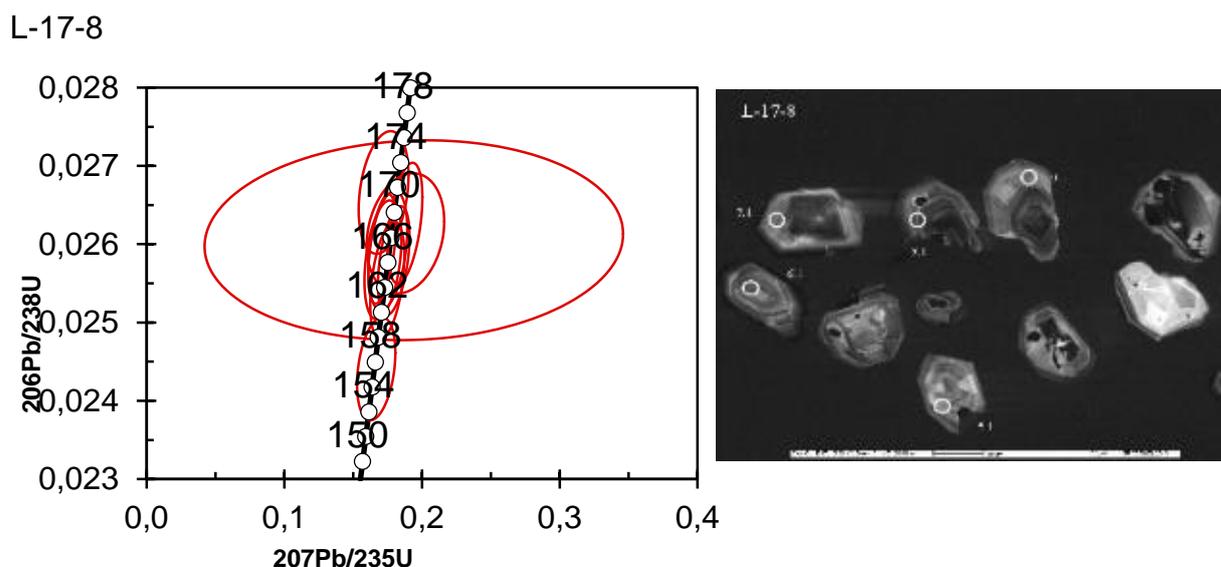


Рис. 5. Морфологические формы цирконов и диаграмма с конкордиями

Таблица 1. Результаты U–Pb локального анализа цирконов из гранитов Рассошинского комплекса. Ошибка при калибровке стандарта 0.43%.

Spot	‰ ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age		(2) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age		Total ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* ±%		Total ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*
						±1.6	±1.9	±1.6	±1.9	±1.1	±1.2	±1.1
L-17-8_5.1	0,33	1546	288	0,19	32,5	155,5	±1.6	155,4	±1.6	40,97	1,1	0,0496
L-17-8_7.1	0,00	507	244	0,50	11,1	162,6	±1.9	162,5	±1.9	39,15	1,2	0,0497
L-17-8_4.1	0,18	618	226	0,38	13,7	164,2	±1.9	164,5	±1.9	38,76	1,2	0,0482
L-17-8_8.1	0,00	650	213	0,34	14,4	164,2	±1.9	163,9	±1.9	38,77	1,1	0,0505
L-17-8_6.1	0,19	591	578	1,01	13,2	165,0	±1.9	165,0	±1.9	38,58	1,2	0,049
L-17-8_3.1	0,00	835	692	0,86	18,6	165,1	±1.8	165,4	±1.8	38,56	1,1	0.04782
L-17-8_9.1	5,65	325	121	0,39	7,72	165,8	±3.3	164,8	±3.3	38,39	2,0	0,054
L-17-8_1.1	0,58	579	242	0,43	13,1	166,3	±2	165,8	±1.9	38,26	1,2	0,052
L-17-8_2.1	0,00	534	382	0,74	12	167,2	±1.9	166,6	±1.9	38,07	1,2	0,0519
L-17-8_10.1	0,31	569	258	0,47	13,1	169,6	±2	170,2	±2	37,51	1,2	0,0468

3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые исследования включали проведение наземных редакционно-увязочных, геолого-съёмочных и поисковых маршрутов (в т.ч. с непрерывными радиометрическими наблюдениями) масштаба 1:200 000 по изучению дочетвертичных и четвертичных образований, маршруты по составлению опорных стратиграфических (литологических) разрезов, специализированных геологических и поисковых маршрутов, различные виды опробования, в том числе сопровождающие геохимические работы. В ходе маршрутов отбирались пробы для проведения геохимических анализов, изготовления шлифов.

В течение камерального этапа систематизировались материалы полевых работ, обрабатывались данные химико-аналитических исследований (Атомно-абсорбционный анализ (AAS) Au; Рентгеноспектральный силикатный анализ; Определение содержаний Ag, Mo, Zn, Pb, Ni, Co, Cu методом ICP-MS, Определение содержания As методом ICP-MS; Определение содержаний 14 РЗЭ методом ICP-MS +18 х/э (Cr, V, Sr, Mo, Ba, Sn, Be, Rb, Nb, Y, Ga, Zr, Hf, Ta, W, Th, U, Sc), а также построение петрохимических диаграмм, производилось углублённое изучение всех горных пород и руд, путем изготовления препаратов (шлифы, прозрачно-полированные шлифы) (Таблица 1).

Таблица 2. Виды опробований, количество образцов и проб.

	Единицы измерения	Итого
Отбор проб на силикатный анализ	Шт	150
Отбор образцов для петрографических исследований	Шт	353
Отбор проб на определение содержания редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS	Шт	150
Отбор пробна (AAS) Au	Шт	150
Отбор проб на определение содержаний Ag, Mo, Zn, Pb, Ni, Co, Cu методом ICP-MS	Шт	150
Отбор проб на определение содержания As методом ICP-MS	Шт	150

На отобранных в поле образцах были намечены участки для изготовления шлифов. После их изготовления – диагностика минералов, изучение и фотодокументация структурных особенностей пород и кристаллооптических характеристик минералов –

производились в петрографических шлифах с помощью поляризационных микроскопов ПОЛАМ РП-1 (ОАО «ЛОМО»), Amplival (CarlZeissJena), Axioplan 2 imaging (CarlZeiss). При оптической диагностике минералов были использованы методические указания, приведенные в работах (Кочурова, 1977; Саранчина, 2000; Маракушев и др., 2000; Шур, 2005).

4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАССОШИНСКОГО МАССИВА

При геологических и камеральных петрографических исследованиях пород Рассошинского массива, было выделено 6 основных разновидностей: порфирированные лейкограниты и аляскиты; аплиты, гранит-порфиры, фельзитовые порфиры.

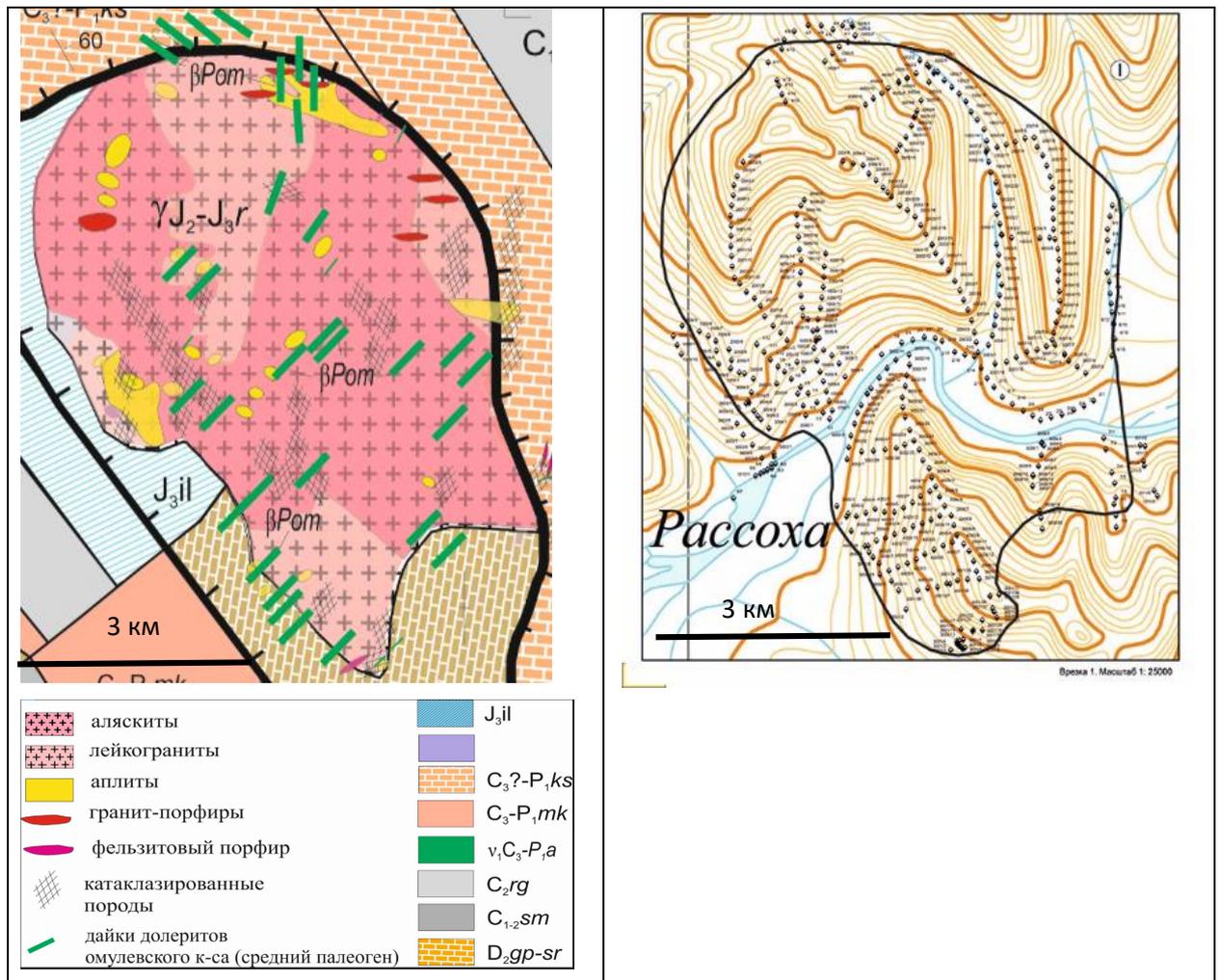


Рис. 6. Схема геологического строения и точки опробования Рассошинского массива

1. Лейкограниты и аляскиты слагают основной объем массива. Макроскопически не отличимы друг от друга. Коренные выходы пород наблюдаются редко: на водоразделах и в речных обрывах. Практически все выходы пород представляют собой крупно-средне глыбовый курумник (Рис.7,8). В глыбах и обломках часто наблюдаются зеркала скольжения.

Макроскопически лейкограниты – светло-серые массивные плотные породы со светлыми вытянутыми вкрапленниками калиевого полевого шпата, серыми более мелкими зернами кварца и обособлениями светло-серо-зеленоватого биотита (Рис.9). Макроскопически количество биотита оценивается в 8-10%. Часть лейкогранитов макроскопически отличается коричневатым, бежевым или розоватым цветом.



Рис.7 Коренной выход лейкогранитов



Рис. 8 Коренные выходы лейкогранитов и средне глыбовый эллювиальный курумник

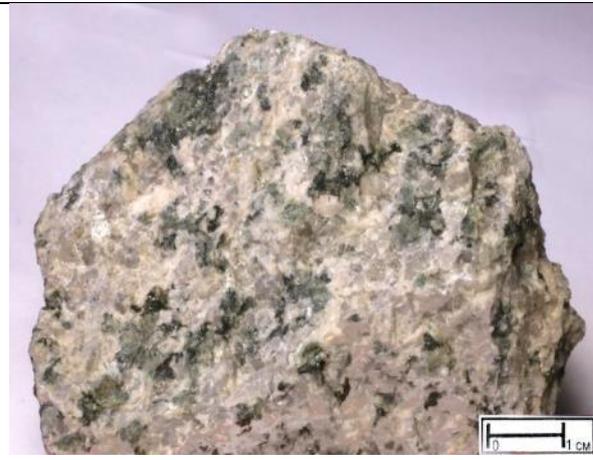


Рис.9. Образец порфировидного светло-серого лейкогранита (3002/6).



Рис. 10 Фото Образец порфировидного светло-серого аляскита (3001/34).



Рис.11 Катаклазированный лейкогранит с гнейсовидной текстурой (обр 1000/3)



Рис. 12 Образец порфировидного светло-коричневого аляскита (обр. 3000/12).

Структура породы порфировидная, среднезернистая с гранулитовой, в некоторых разновидностях с участками гипидоморфнозернистой, структурами основной массы (Рис. 10,12). Текстура массивная, часто гнейсовидная. Гнейсовидная текстура представлена

ориентированным расположением вытянутых порфиновых вкрапленников калиевого полевого шпата и линзочек биотита. Вкрапленники (0,6-1,5 см) представлены широкими идиоморфными кристаллами пеллитизированного ортоклаза. Ортоклаз образует простые двойники, принизан обильными тонкими пертитовыми вростками альбита. В макроскопически светло-коричневых лейкогранитах ортоклаз пеллитизирован в большей степени и имеет при параллельных николях кирпичный цвет (Рис. 13). Основная масса породы сложена более мелкими (0,3-0,6 см) гипидиоморфнозернистыми призматическими зернами ортоклаза (50-65%); призматическими полисинтетически сдвойникованными зернами плагиоклаза (олигоклаз, альбит), который присутствует в резко подчиненном количестве (0-15%); крупными выделениями округлого кварца (гранулитовая структура) кварца (25-35%), реже - менее идиоморфными зернами кварца по отношению к вытянутым призматическим зернам ортоклаза (гипидиоморфнозернистая структура); ксеноморфными редкими зернами зеленого биотита (0-2%). В аляскитах содержание плагиоклаза уменьшается до его полного исчезновения, при этом содержание ортоклаза увеличивается до 60% (Рис.16). В породе наблюдаются более мелкие округлые зерна кварца, окаймляющие крупные вкрапленники ортоклаза, образовавшиеся видимо при более поздних метасоматических преобразованиях. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом, апатитом, эпидотом, ортитом, рутилом, флюоритом (Рис.14). Они, как правило, включены в биотит и образуют скопления вместе с рудными минералами в узких интерстиционных пространствах между зернами ортоклаза. Рудные минералы образуют тонкую вкрапленность, редко более крупные отдельные выделения до 1-2 мм и представлены пиритом, халькопиритом, молибденитом. Вторичные процессы проявлены пеллитизацией и альбитизацией ортоклаза (до 45%); хлоритизацией биотита, эпидотизацией (1-2%), серицитизацией (0-6%) плагиоклаза, развитием по спайности ортоклаза коричневого тонкоиглочатого биотита. Хлорит образует полные псевдоморфозы по биотиту и зерна приобретают аномальные чернильные цвета интерференции. Хлорит развивается также по трещинам в катаклазитах (Рис.11,15,17). Эпидот развивается по трещинкам в породе, образует скопления в биотите. Титанит образует различные по размеру (0,1-0,4 см) клиновидные и неправильные зерна, иногда он лейкоксенизирован. Серицит развивается по зернам плагиоклаза, а также в виде листочков-чешуй по тонким трещинкам между зерен, иногда по трещинам спайности в ортоклазе, представлен тонкими чешуйчатыми листовидными образованиями. В катаклазированных лейкогранитах серицитизация достигает 25%. Флюорит редко наблюдается в виде неправильных ксеноморфных неокрашенных зерен, выполняющих трещины

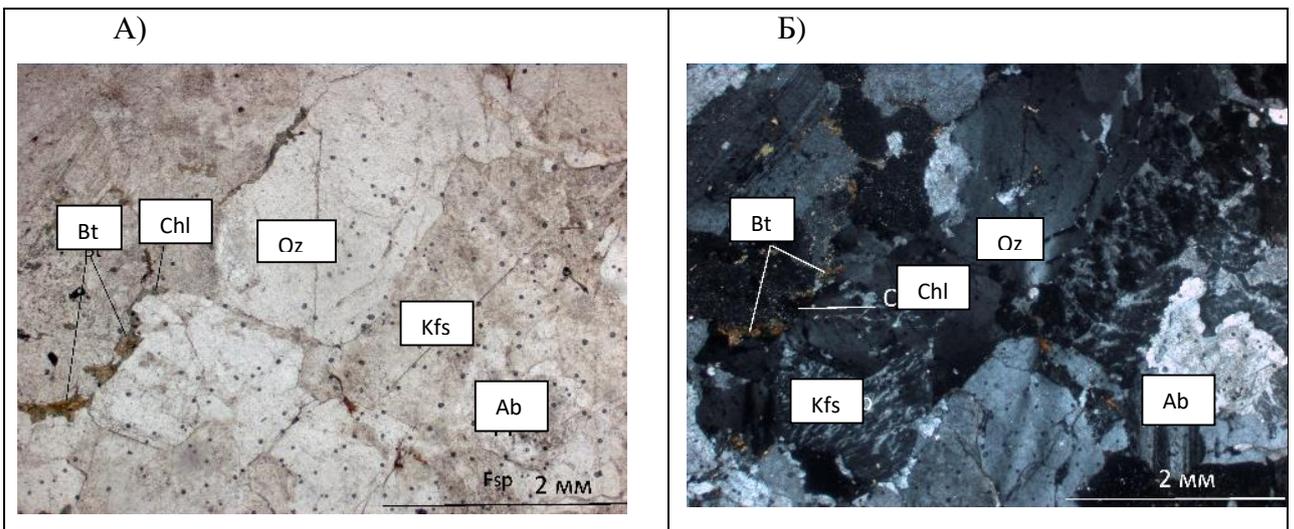


Рис. 13 Шлиф 1001/1. Монцо-лейкогранит с хлоритизированным биотитом. Шлиф 1001/1 (а) без анализатора, (б) с анализатором. Bt – биотит, Chl- хлорит, Qz- кварц, Kfs- КФШ, Ab- альбит

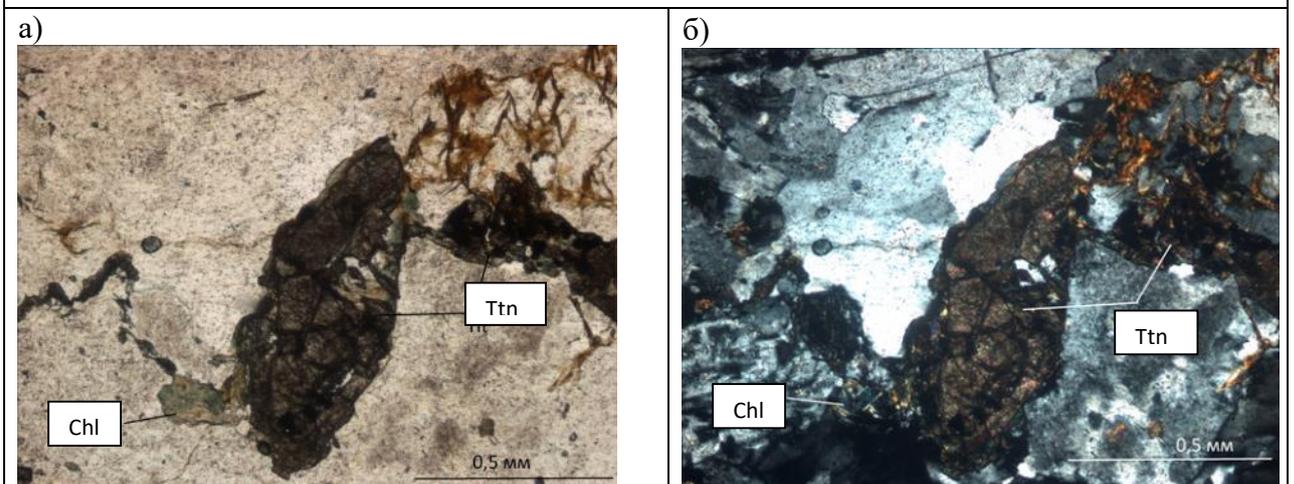


Рис.14. Титанит и хлорит в монцолейкограните. Шлиф 1001/1 (а) без анализатора, (б) с анализатором. Chl- хлорит, Ttn- титанит

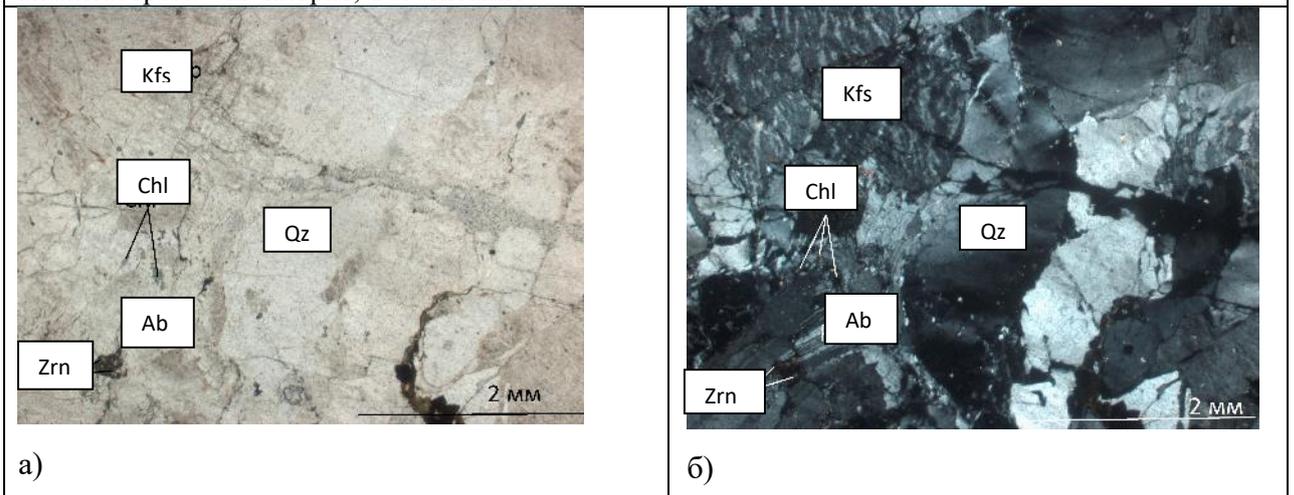


Рис.15. Катаклазированный монцо-лейкогранит. Шлиф 1000/3 (а) без анализатора, (б) с анализатором. Zrn – циркон, Ab- альбит, Chl-хлорит, Qz-кварц, Kfs - КФШ

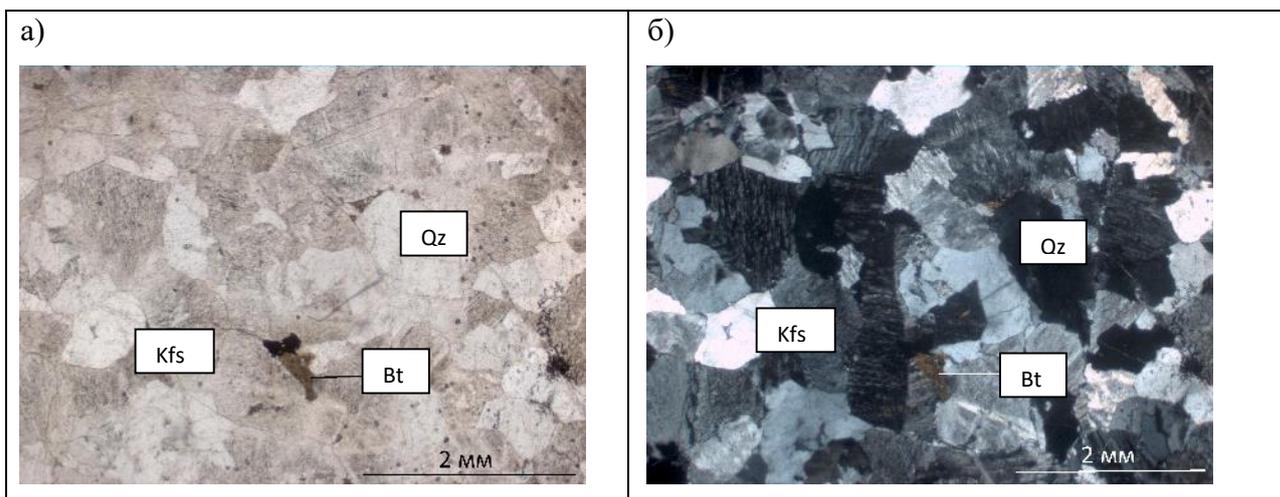


Рис.16. Аляскит. Шлиф 1009/4 (а) без анализатора, (б) с анализатором. Kfs- КФШ, Bt- биотит, Qz- кварц

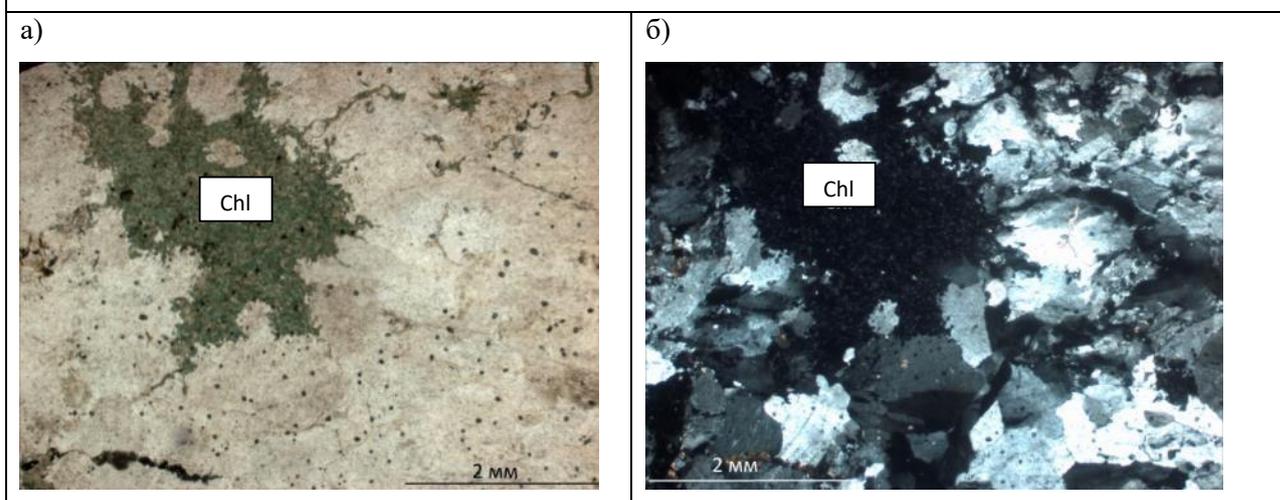


Рис.17. Хлорит в катаклазированном лейкограните. Шлиф 2001/14 (а) без анализатора, (б) с анализатором. Chl- хлорит

2. Аплиты.

Аплиты слагают в небольшие тела в центральной и юго-западной части массива (Рис.19, 18, 20). Размеры аплитовых тел юго-западной части массива – от первых десятков до 300X500 м. Непосредственные контакты лейкогранитов и аплитов, и вмещающих песчаников и аплитов - не наблюдались. В юго-западной части массива аплиты граничат с тонкозернистыми черными алевролитопесчаниками. Контакты песчаников и аплитов скрыты в небольших седловинах (1-2 м), в которых наблюдаются делювиальные выходы тонко плитчатых обломков песчаников. В эндоконтактовой части аплиты значительно катаклазированы, пересечены тонкими кварцевыми жилками и изменены (фото). В глыбах коренных выходов наблюдаются зеркала скольжения, зоны ожелезнения. Макроскопически аплиты имеют яркий кирпичный цвет, мелкозернистые, равномерно зернистые. В эллювиально-делювиальных средне глыбовых осыпях размерами 300X500 м,

наблюдающихся при удалении вглубь массива аплиты на выветрелой поверхности имеют кирпичный цвет, более равномернозернистую структуру, однородную текстуру. В свежем сколе породы при удалении от приконтактовой тектонически-подвижной зоны приобретают светло-серый цвет (Рис. 21, 22, 23, 24). Породы лейкократовые. Темноцветные минералы представлены мелкими (0,1 см) темными зернами. В наиболее крупнозернистых аплитах наблюдается неравномернозернистые участки, различимы вкрапленники кварца, наблюдаются обособления мелкозернистого зеленого хлоритизированного биотита, иногда – зерен молибденита (до 2 мм)

Чихачевым Д.В. наблюдались тонкие жилы аплита в порфириновидном лейкограните (Рис. 20).



Рис.18. Приконтактовые катаклазированные аплиты. Коренной выход.



Рис.19. Эллювиально-деллювиальные глыбовые осыпи, сложенные мелкозернистыми аплитами.



Рис 20. тонкие жилы аплита в порфириновидном лейкограните.

При микроскопическом изучении этой группы пород выделены средне-мелкозернистые равномернозернистые аплиты, микроаплиты. Это породы с аплитовой и микроаплитовой, микропегматитовой структурами, массивной текстурой. Аплиты с аплитовой структурой (Рис. 25.) сложены идиоморфными округлыми зернами кварца (30-35%), короткопризматическими зернами пеллитизированного ортоклаза (50-55%),

плаггиоклазом (альбитом, олигоклазом) (0-6%), редкими ксеноморфными зернами хлоритизированного биотита, рудными минералами (молибденитом, халькопиритом), единичными зернами сфена, циркона, ортита. Трещинки в ортоклазе и кварце выполнены темно-коричневыми гидроокислами железа. Пеллитизация ортоклаза и гидроокислы железа придают породе кирпичный цвет.

Аплиты с микропегматитовой основной массой сложены пеллитизированными идиоморфными зернами полевого шпата (1-2 мм), закономерно проросшими одновременно угосающими вростками кварца, имеющими извилистую вытянутую форму (Рис.26). Между зернами ортоклаза наблюдаются редкие ксеноморфные рудные минералы (до 1%), биотит, циркон. Вторичные процессы выражены в пеллитизации полевого шпата, развитии гидроокислов железа, хлорита по биотиту, редких зерен эпидота.



Рис.21. Кирпичный мелкозернистый равномернозернистый аплит (обр 4000/2).



Рис.22. Светло-серый мелкозернистый аплит (обр 3002/5).



Рис.23. Катаклазированный мелкозернистый равномернозернистый аплит (обр. 3004/2).



Рис. 24. Кирпичный аплит и микрографической структурой (3001/9).

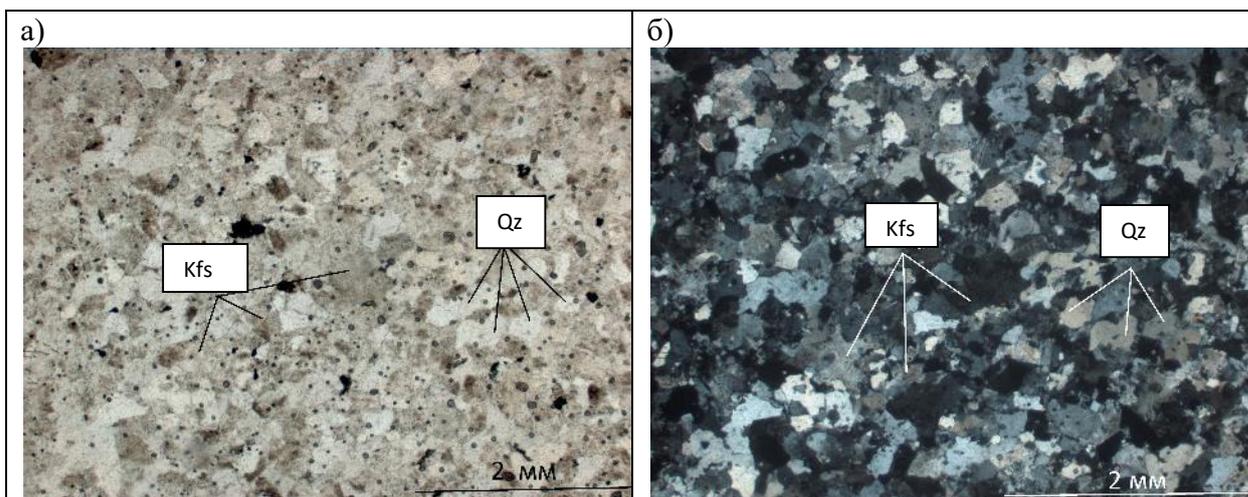


Рис. 25. Аплит с микроаплитовой структурой. Шлиф 1001/2 (а) без анализатора (б) с анализатором. Kfs – КПШ, Qz-кварц

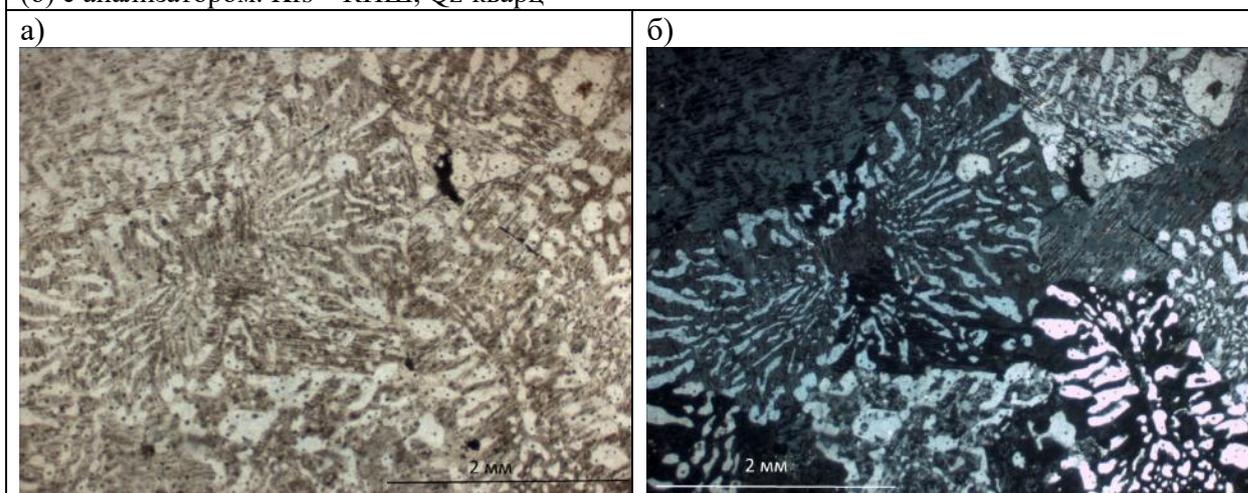


Рис.26. Микропегматитовая структура. Шлиф 3001/9 а) без анализатора б) с анализатором

3. Гранит-порфиры.

Породы этой группы имеют ограниченное распространение. Неясно, образуют ли гранит-порфиры самостоятельную фазу, или являются фаціальными разновидностями аплитов и лейкогранитов. При полевых исследованиях наблюдались только в эллювиально-делювиальных развалах. Обломки гранит-порфиров наблюдались в северной части массива среди порфировидных аляскитов.

Макроскопически гранит-порфиры – светло-коричневая, бежевая резкопорфировая порода с тонкозернистой светлой основной массой и с обилием порфировых вкрапленников серого кварца размерами 3,5-4 мм измененного ортоклаза (Рис. 27,28).

Микроскопически наблюдается, что основная масса лейкогранит-порфиров сложена мелкими изометричными округлыми зернами кварца, пеллитизированного ортоклаза, редкими зернами измененного коричневого хлоритизированного биотита, идиоморфными зернами рудного минерала (Рис.29,30). Порфировые вкрапленники представлены кварцем

и пеллитизированным ортоклазом, образующим простые двойники. В мелкозернистой основной массе иногда наблюдаются участки микропегматитовой структуры. Структура основной массы – микросталлическая, микроаплитовая, иногда с участками микропегматитовой. Наблюдались катаклазированные лейкогранит-порфиры. Раздробленная мелкозернистая масса значительно серицитизирована (Рис. 31).

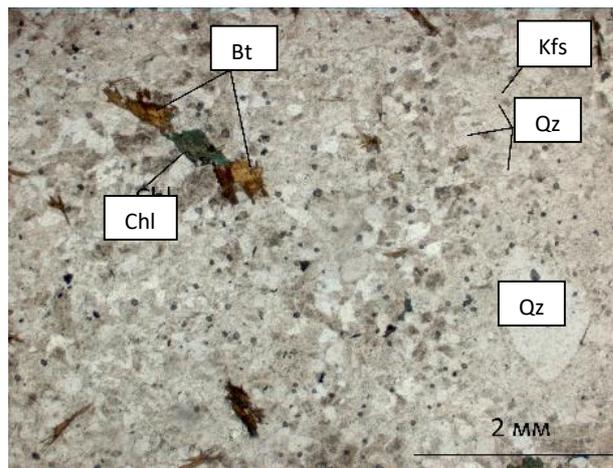


Рис. 27. Лейкогранит-порфир (4000/3)



Рис. 28 Лейкогранит-порфир (3005/7)

а)



б)

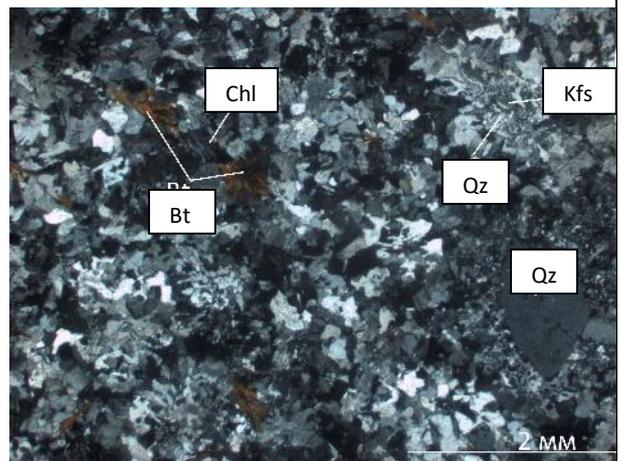
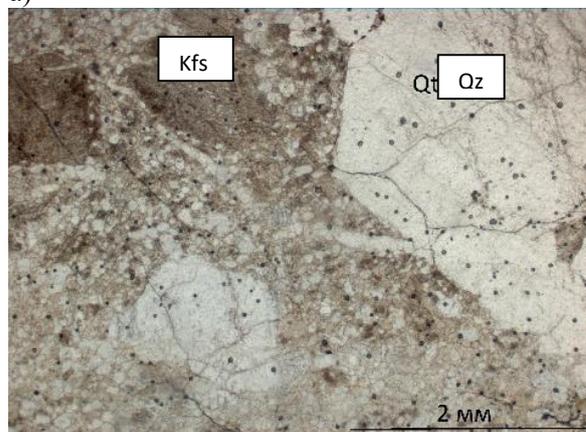


Рис. 29. Лейкогранит-порфир с микроаплитовой и микропегматитовой структурами. Шлиф 4004/3 (а) без анализатора б) с анализатором. Chl – хлорит, Bt- биотит, Kfs- КПШ, Qz- кварц

а)



б)

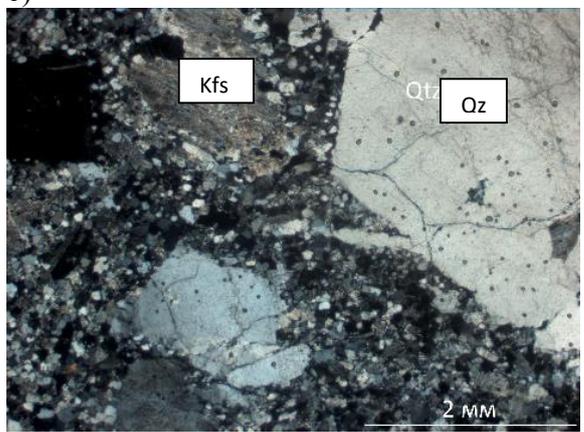


Рис.30. Лейкогранит-порфир. Шлиф 4000/10 (а) без анализатора, (б) с анализатором. Kfs - КПШ Qz- кварц

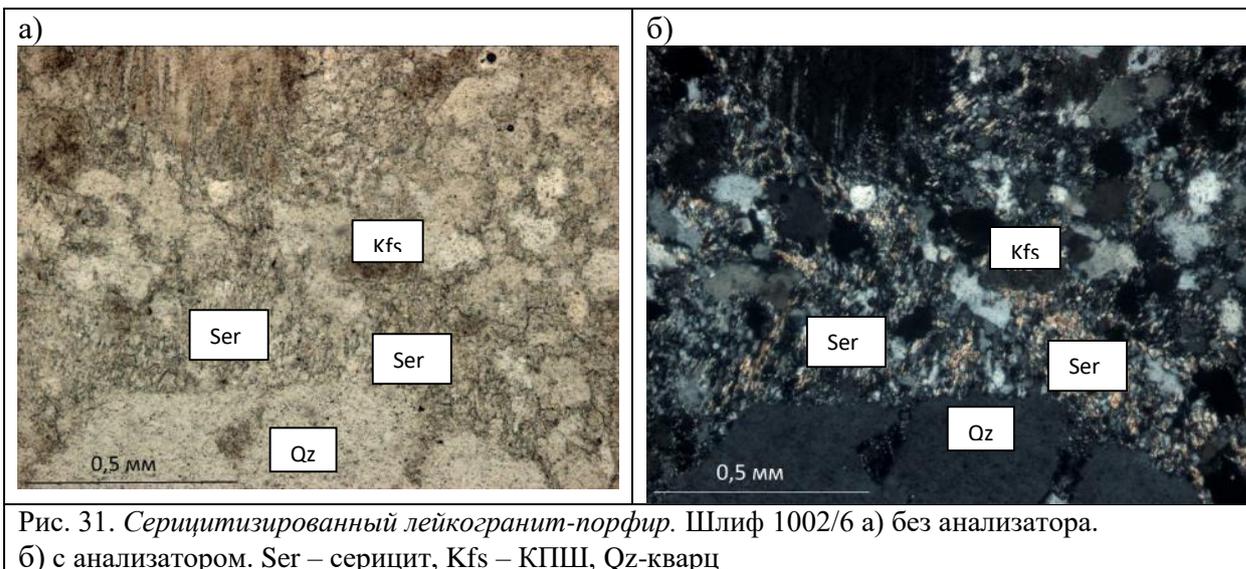


Рис. 31. Серицитизированный лейкогранит-порфир. Шлиф 1002/6 а) без анализатора. б) с анализатором. Ser – серицит, Kfs – КПШ, Qz-кварц

4. Фельзитовый порфир.

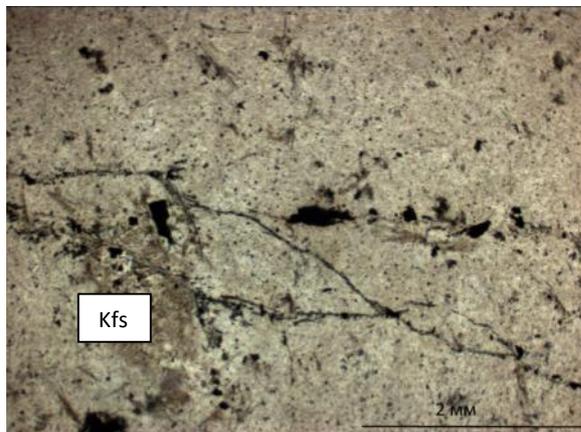
Породы этой группы обнаружены Роговым А.В. у юго-восточного экзооктакта массива во вмещающих известняках куранах-салинской свиты в виде «кварцитовидных» секущих известняки тел мощностью 2-3 м. Фельзитовые порфиры и известняки рассланцованы и смяты в складки. Фельзитовые порфиры тонкозернистые, серо-зеленого цвета (Рис. 32). Известняки сахаровидные, рассланцованные. Известняки на плоскостях рассланцевания принизаны сульфидами (пиритом). От секущих известняков тел «кварцитовидных» фельзитов отходят тонкие жилки, насыщенные сульфидами (обр 1011/2).

Микроскопические исследования позволили определить эту породу как микрофельзитовый порфир. Вкрапленники немногочислены (1-2%), имеют размеры 3-4 мм, представлены хорошо очерченными призматическими зернами измененного пеллитизированного калиевого полевого шпата. Основная масса – тонкозернистая, фельзитовая, нераскристаллизованная кварц-полевошпатового состава, измененная (серицитизированная, пеллитизированная). В основной массе наблюдаются также многочисленные мелкие иглы тремолита-актинолита (?), редкие чешуйки биотита, зерна рудного минерала (Рис. 33).

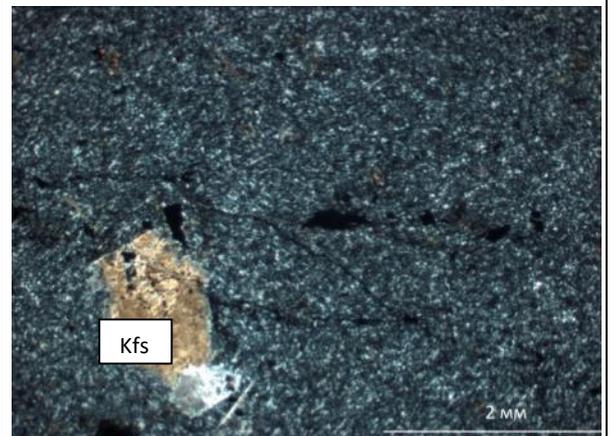


Рис. 32. Фельзитовый порфир. (обр 1011/2.)

а)



б)



а) Рис. 33. Фельзитовый порфир с микрофельзитовой основной массой с вкрапленниками ортоклаза. Шлиф 1011/2 а) без анализатора, б) с анализатором. Kfs -КПШ

Гранитный массив прорван дайками долеритов мощностью от 1 до 5 м (Рис.34). Макроскопически долериты – мелкозернистые, измененные, темно-зеленые породы с массивной или сланцеватой текстурой (Рис. 35). При микроскопическом изучении в долеритах отмечается реликтовая средне-мелко зернистая долеритовая, долерито-офитовая структуры (Рис. 36). Породы значительно изменены – пропилитизированы и карбонатизированы. Породообразующие минералы – плагиоклаз и пироксен практически полностью замещены и наблюдаются в виде реликтов. Плагиоклаз полностью сосюритизирован, карбонатизирован, окварцован. Пироксен замещен хлоритом, эпидотом, амфиболом. Среди рудных минералов отмечается равномерная тонкая вкрапленность пирита, лейкоксенизированного ильменита.

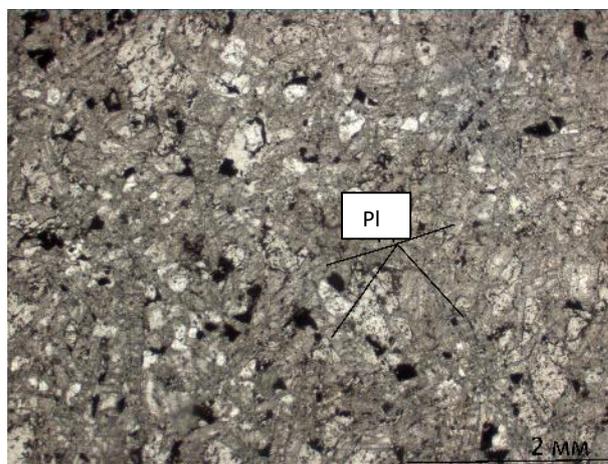


Рис. 34. Дайка долеритов, прорывающая лейкограниты Рассошинского массива

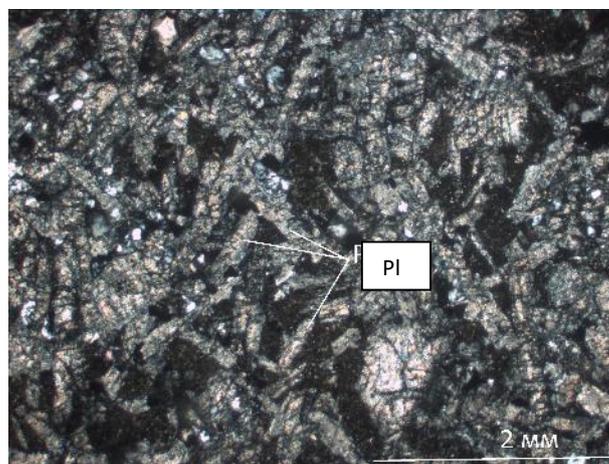


Рис. 35. Вкрапленность окисленного пирита в долерите.

а)



б)



а) Рис.36 *Метадолерит*. Шлиф 2005/16 (а) с анализатором, б) с анализатора. Pl- плагиоклаз

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Минералогические исследования рудных ассоциаций проводилось в прозрачно-полированных шлифах (ППШ), которое включало в себя определение количества минеральных фаз и их диагностических свойств: цвет, отражение, эффекты анизотропии, наличие или отсутствие внутренних рефлексов. Кроме этого, уделялось внимание размеру и форме минеральных индивидов, их взаимоотношениям друг с другом, а также их процентному содержанию в ППШ.

В ходе диагностики также производились измерения коэффициента отражения (микроспектрофотометр МСФ-10). Эталон для определения коэффициента отражения – кремний (металлический) с отражением 35,7 для длины волны $\lambda=598$ нм.

В результате изучения были выделены следующие минеральные фазы (табл. 1, 2).

Таблица 3. Свойства рудных минералов

№	Минерал	Оптические свойства				
		Цвет	Величина отражения		Анизотропия	Внутренние рефлекссы
			Сравнение с эталонами	Отражательная способность (R),%		
<i>ППШ 3002/5</i>						
1	Магнетит	Серый с коричневым оттенком			Изотропный	нет
2	Халькопирит	Желтый	<пирит		Слабо анизотропен	нет
<i>ППШ 3002/15</i>						
1	Пирит	Желтовато-белый	>пирит		Изотропен	нет
2	Пирротин	Розовато-коричневый	<галенит		Анизотропен	нет
3	Халькопирит	Желтый с темно-желтой побежалостью	<пирит		Слабо анизотропен	нет
4	Марказит	Латунно-желтый с сероватым	>пирит		Анизотропия сильная в густых зеленоватых тонах	нет
<i>ППШ 3006/17</i>						
1	Молибденит	Серый			Сильная, в серых тонах	нет

2	Пирит	Соломенно-желтый	>пирит		Изотропен	нет
<i>ППШ 6/13</i>						
1	Сфалерит (клейофан)	Серый	эталон	Измер. 16,8	Изотропен	Буроватые, светло-коричневые
2	Галенит	Белый	<пирит	Измер. 38,8	Изотропен	нет
<i>ППШ 2007/9</i>						
1	Халькопирит	Желтый с темно-желтой побежалостью	<пирит		Слабо анизотропен	нет
2	Халькозин-ковеллин	Синевато-серый			Сильно анизотропен (цвета анизотропии в красных тонах)	нет
<i>ППШ 2005/16</i>						
1	Пирротин	Розовато-желтый	<галенит		Анизотропен	нет
2	Пирит	Соломенно-желтый	>пирит		Изотропен	нет
3.	Рутил	Светло-серый			Отчетливо анизотропен без цветного эффекта.	Бурые, желтовато-бурые
<i>ППШ 3004/5</i>						
1	Пирит	Соломенно-желтый	>пирит		Изотропен	нет
2.	Ильменит	Коричневато-серый			Сильная с цветовыми эффектами до темно-бурого.	

Таблица 4. Характеристика рудных минералов

<i>ППШ 3002/5 (мелкозернистый аплит)</i>		
Минерал	Морфологические особенности и характер взаимодействия с другими минералами	Содержание, (%)
Магнетит $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	4 зерна. Выделяется в виде овальных агрегатов в КПШ. Кое-где видна спайность (в виде треугольников выкрашивания) (рис. 37).	Менее 2
Халькопирит CuFeS_2	Единичное мелкое зерно. (рис. 38).	Менее 0,2
<i>ППШ 3002/15 (долерит измененный, катаклазированный)</i>		
Пирит FeS_2	Зерна раздроблены, трещиноваты. (рис.39)	4
Халькопирит CuFeS_2	Ксеноморфен. Имеет неправильную вытянутую форму.	2
Пирротин Fe_{1-x}S	Зерна каплевидные и прямоугольные формы, образуя гнезда. Зерно разрушается, что обусловлено дисульфидизацией.	2
Марказит FeS_2	Образует структуры замещения по пирротину.	0,5
<i>ППШ 3006/17 (ожелезненный лейкогранит)</i>		
Молибденит MoS_2	Большое тонкочешуйчатое зерно (до 1,5 мм) (рис.40).	1,5
Пирит FeS_2	Имеет неправильную форму. Измененный, замещается гидроокислами железа. Зерна до 0,5 мм (рис.41)	1
<i>ППШ 6/13 (приконтактная скарнированная зона)</i>		
Сфалерит ZnS	Полупрозрачный, маложелезистый. Кое-где наблюдается спайность. Зерна образуют гнезда до 2-3 мм (рис., 41, 42. 43).	4-4,5
Галенит PbS	Зерна до 0,5 мм, кубические. Занимают интерстиционное положение в сфалерите. Заметны треугольники выкрашивания (рис. 43, 44).	1
<i>ППШ 2007/9 (катаклазированный аляскит)</i>		
Халькопирит CuFeS_2	Округлые, трещиноватые зерна до 0,1 мм (рис.45).	0,8
Халькозин-ковеллин Cu_2S	Образует синевато-серую оторочку вокруг халькопирита (рис.45).	0,3
<i>ППШ 2005/16 (долерит)</i>		
Пирротин Fe_{1-x}S	Неправильной формы, пористые зерна. Размер зерен до 0,7 мм (рис.46).	5
Пирит FeS_2	Обрастает пирротин, замещая его (рис.46)	0,3
Рутил TiO_2	Имеет идиоморфные удлиненные зерна до 1-1,5 мм. Лейкоксенизирован (рис. 47)	1,5

<i>ППШ 3004/5 (аплитовидный гранит-порфир)</i>		
Пирит FeS ₂	Идиоморфное зерно пирита до 2 мм, трещиноватое. По трещинам – гидроокислы железа. (рис. 48)	2
Ильменит FeTiO ₃	Неправильной формы зерна до 0,5 мм (рис.49)	0,4

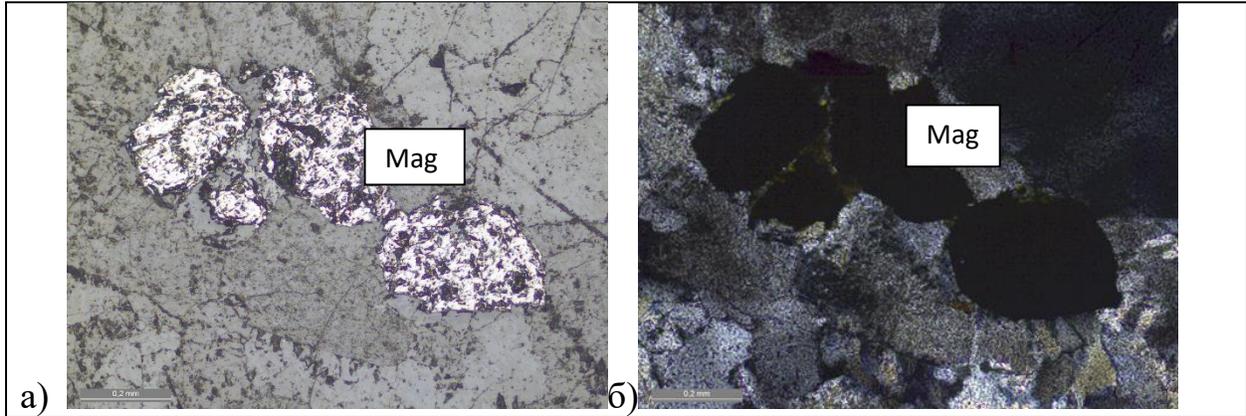


Рис. 37. Магнетит в мелкозернистом аплите. ППШ 3002/5. Mag - магнетит

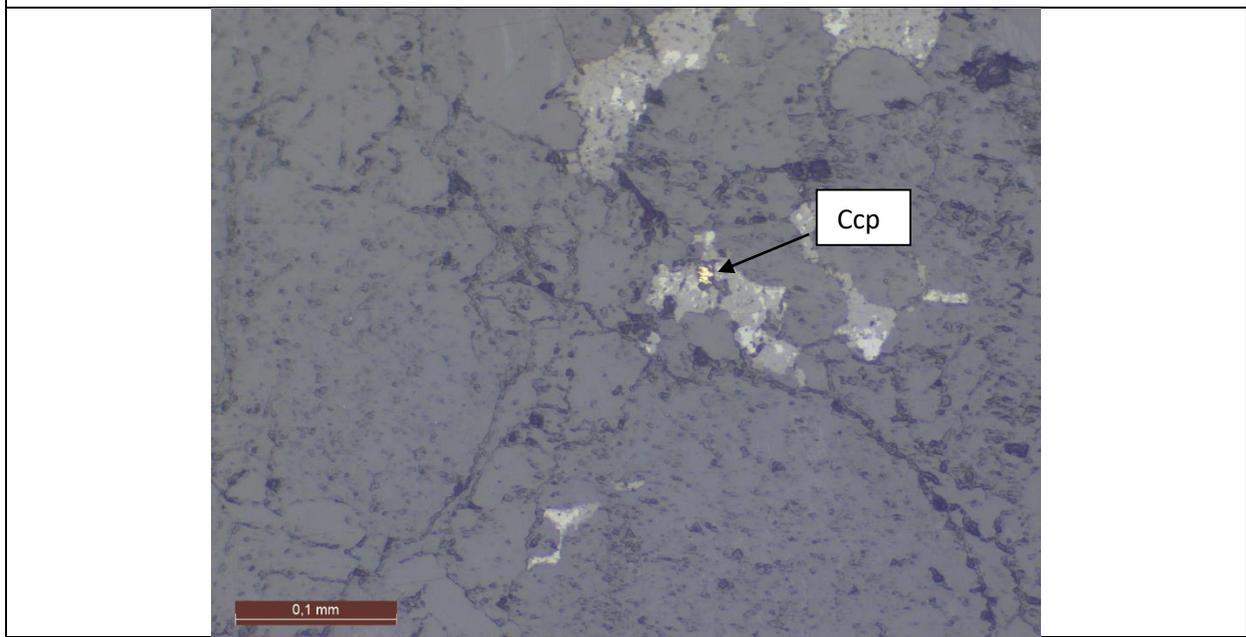


Рис. 38 Халькопирит в мелкозернистом аплите. ППШ 3002/5. Ccp - халькопирит

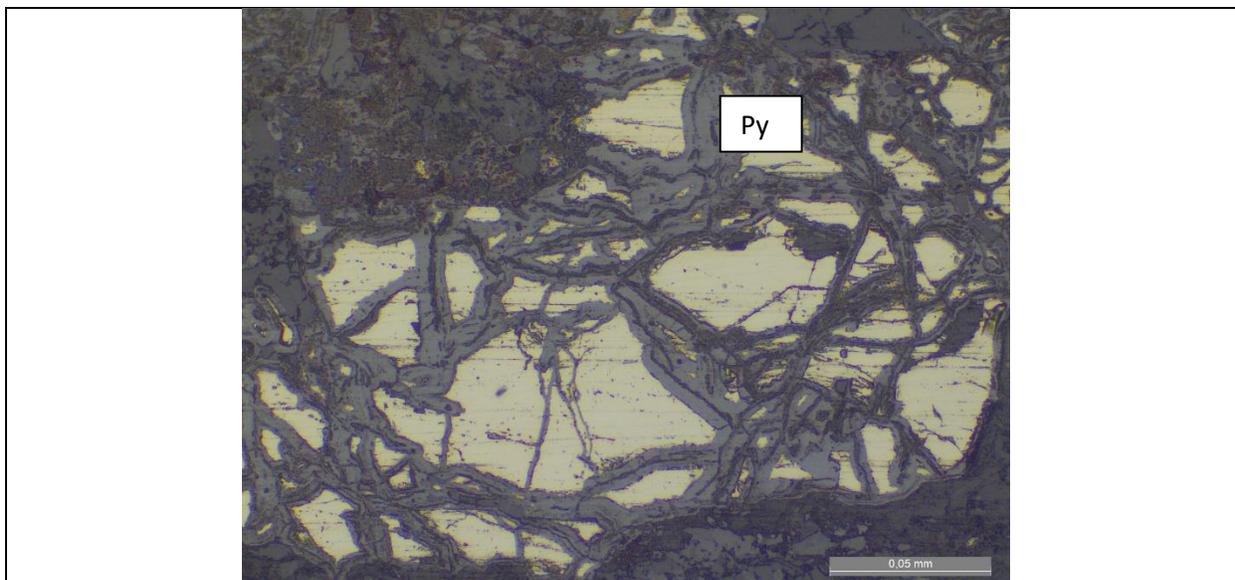


Рис.39 Раздробленный пирит в катаклазированном долерите. ППШ 3002/15. Py – пирит.

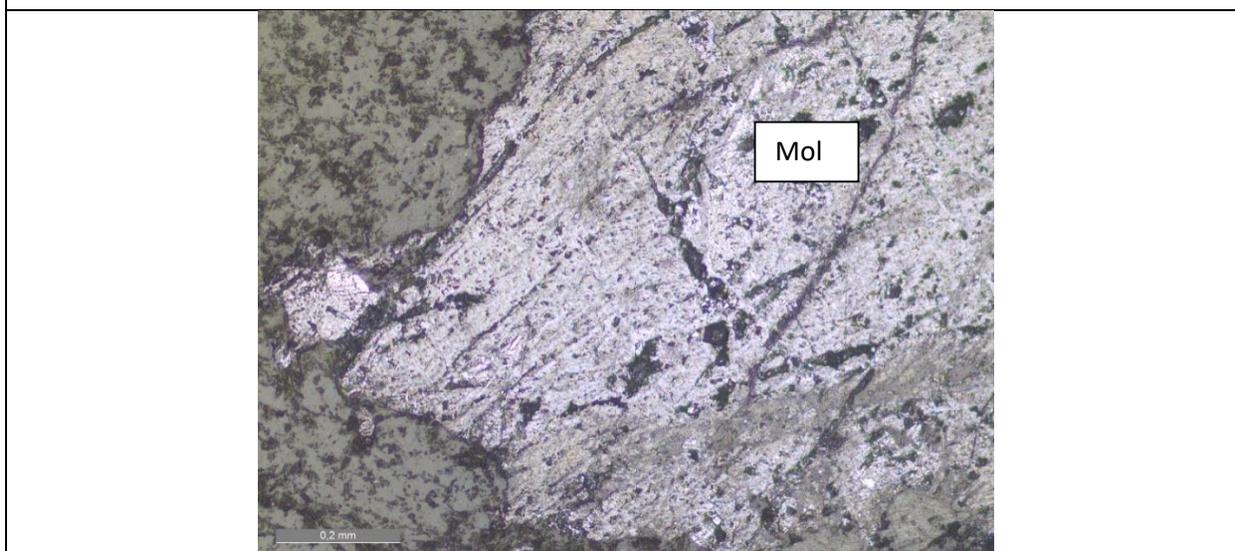


Рис. 40. Молибденит в железном лейкограните. ППШ 3006/17. Mol – молибденит.

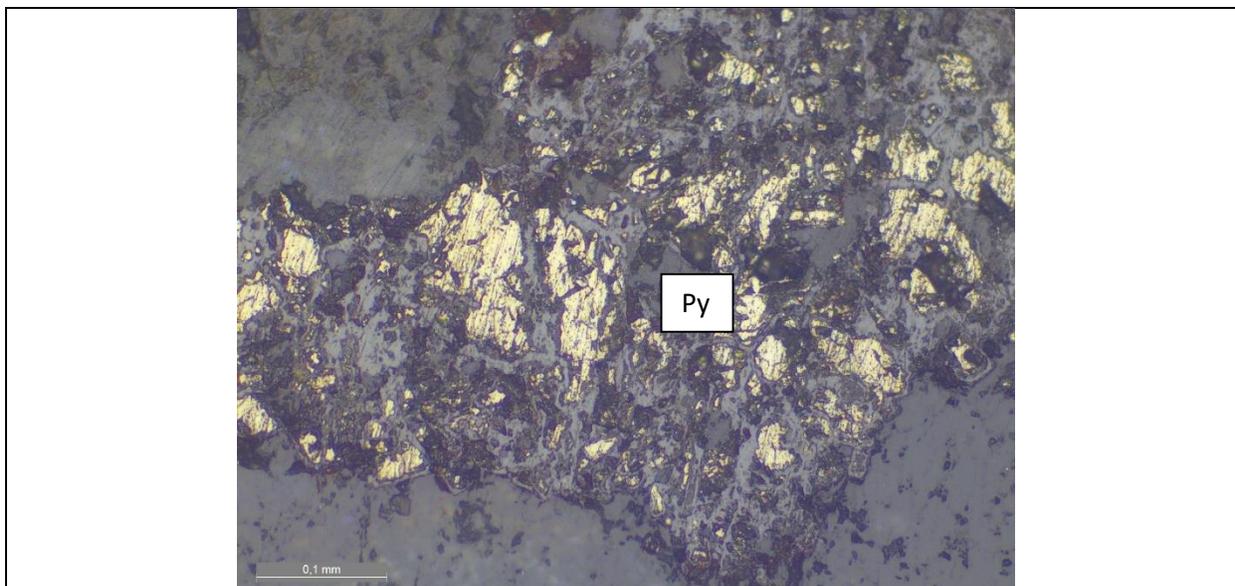


Рис.41 Пирит в ожелезненном лейкограните. ППШ 3006/17. Py – пирит.

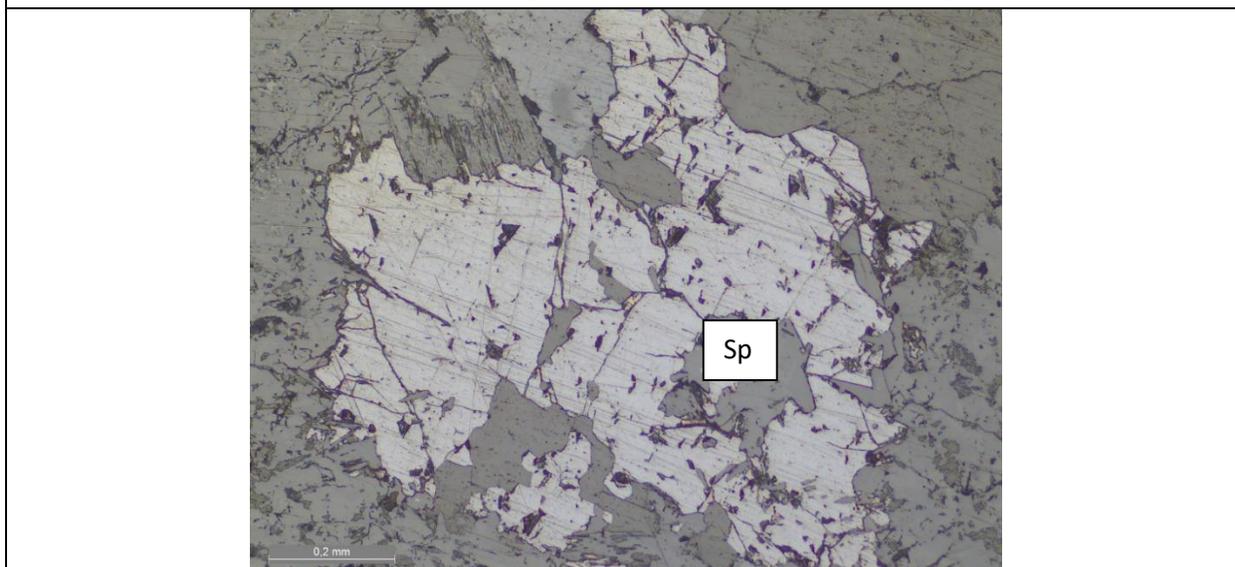


Рис.42 Сфалерит в приконтактной скарированной зоне. ППШ 6/13. Sp – сфалерит.

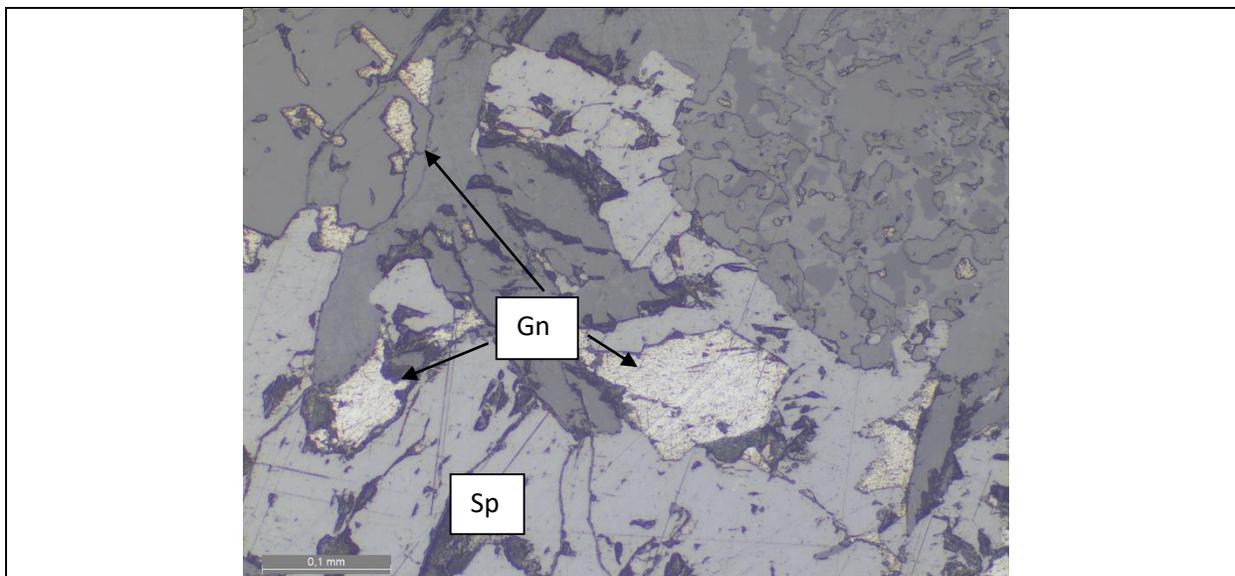


Рис.43 Интерстиционный галенит и сфалерит в приконтактной скарнированной зоне. ППШ 6/13. Gn – галенит, Sp – сфалерит.

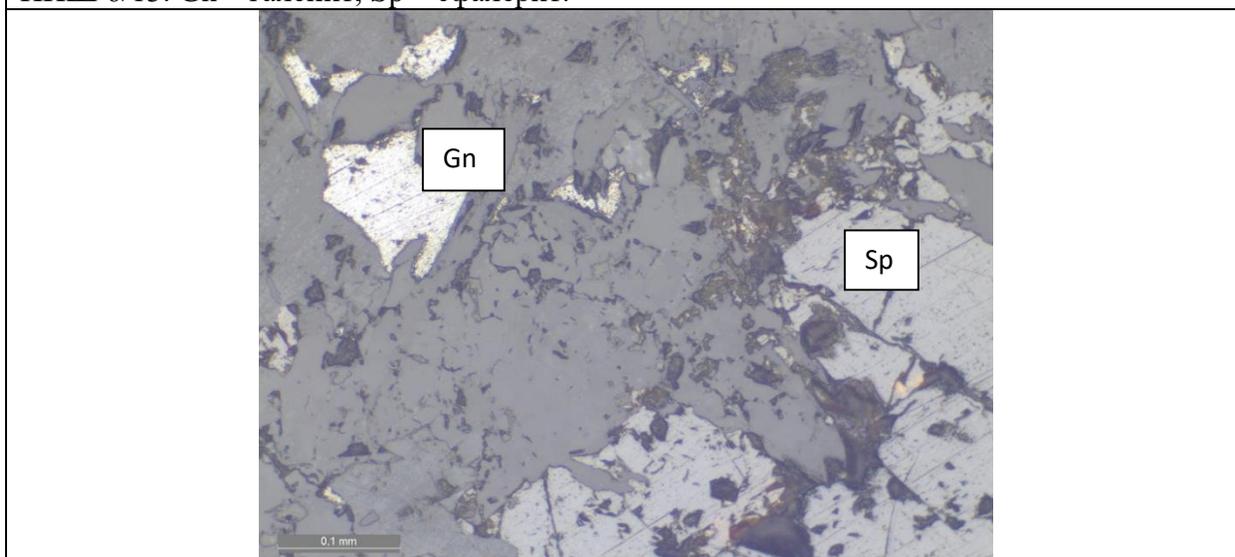


Рис. 44. Галенит и сфалерит в приконтактной скарнированной зоне. ППШ 6/13. Gn – галенит, Sp – сфалерит

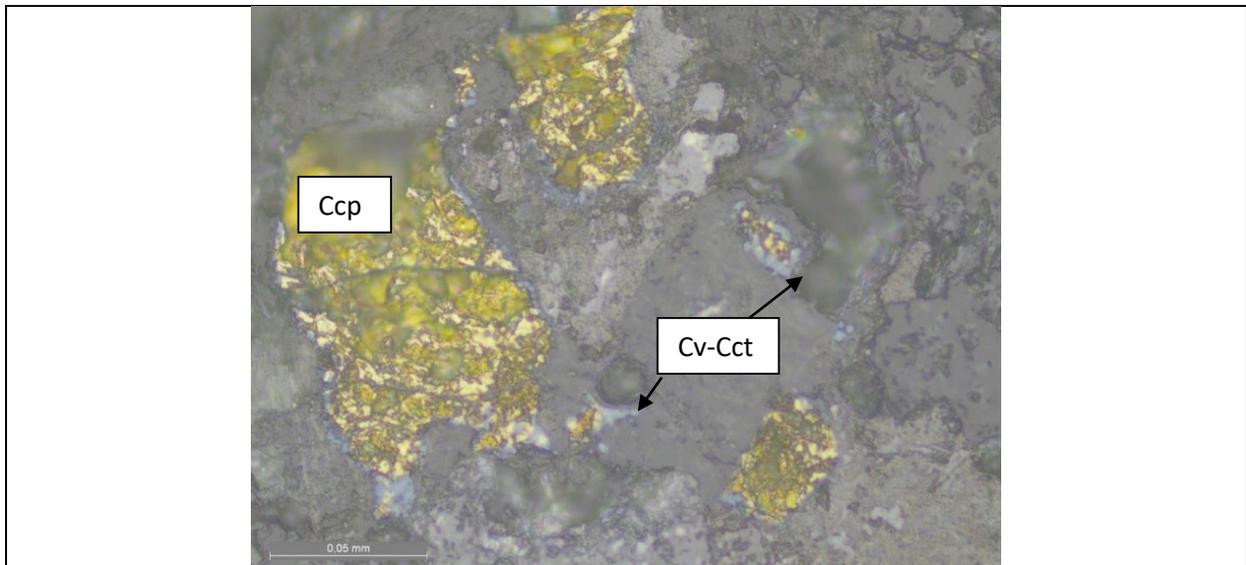


Рис. 45 Халькопирит в оторочке ковеллин-халькозина в катаклазированном аляските. ППШ 2007/9. Ccp – халькопирит, Cv-Cct – ковеллин-халькозин.

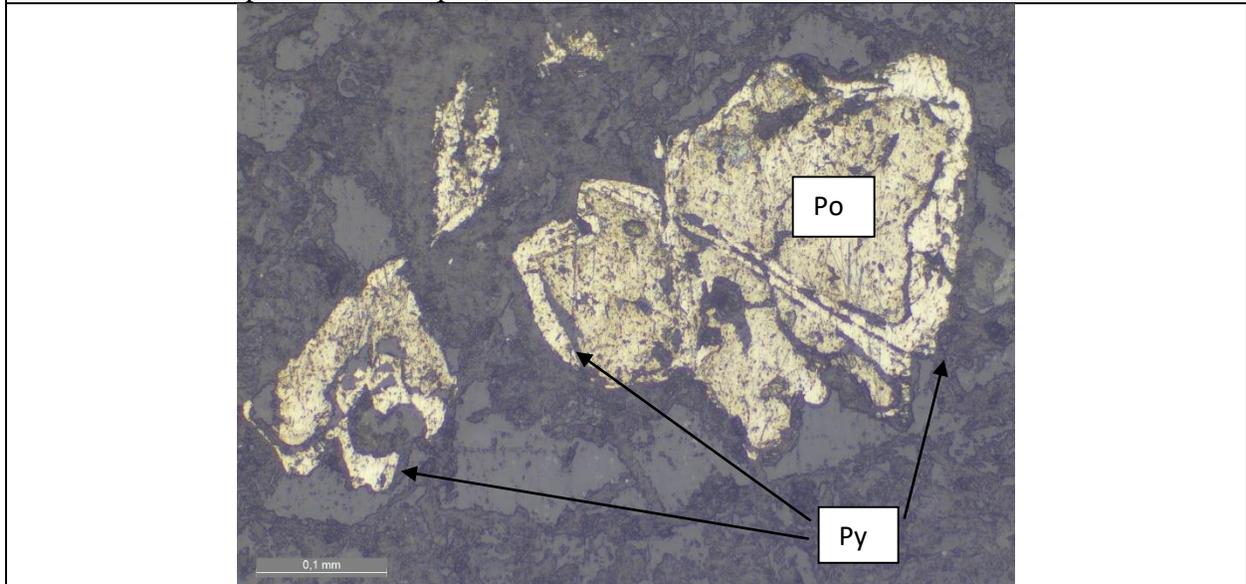


Рис.46 Пирротин и пирит в долерите. ППШ 2005/16. Py – пирит, Po – пирротин.

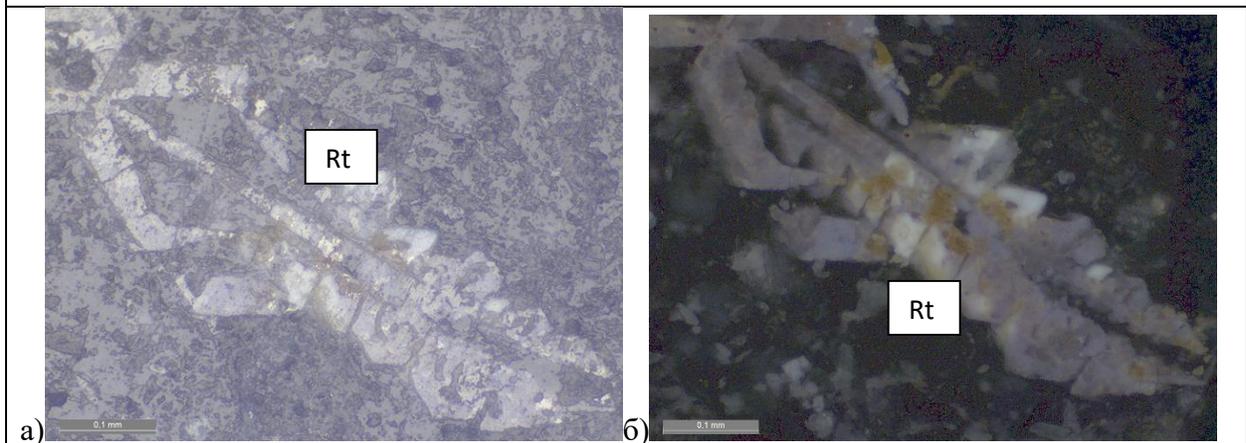


Рис. 47 Лейкоксенизированный рутил в долерите. ППШ 2005/16. Rt – рутил.

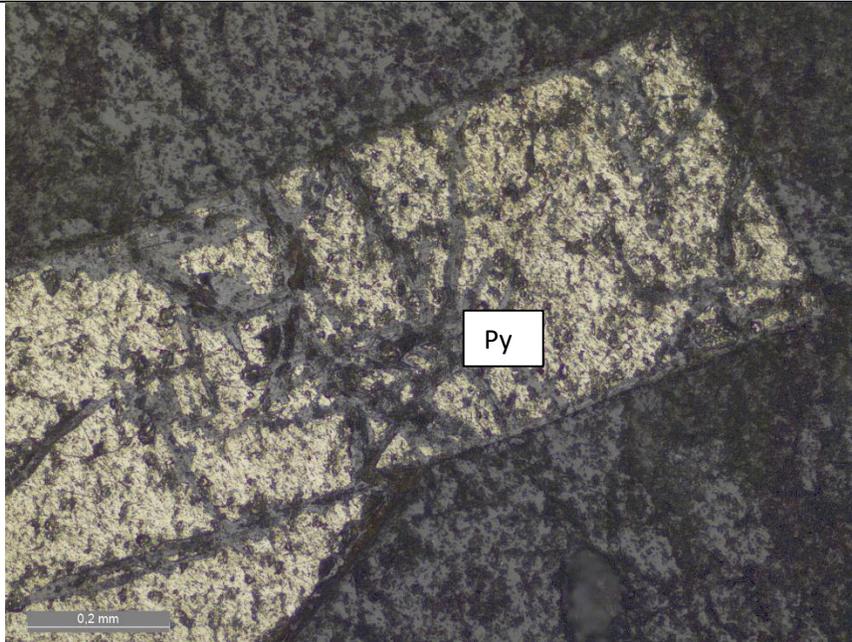


Рис. 48 Пирит в аплитовидном порфирите. ППШ 3004/5. Py – пирит.

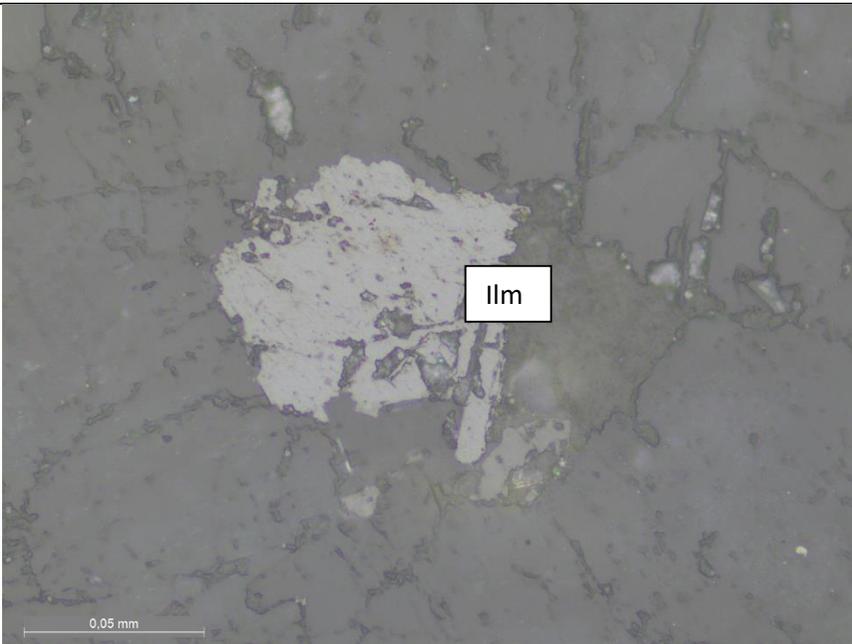


Рис. 49. Ильменит в аплитовидном порфирите. ППШ 3004/5. Ilm – ильменит.

На основании изучения 8 прозрачно-полированных шлифов была составлена последовательность образования минеральных парагенезисов для петрографических разновидностей пород, которая во многом, является неполной, так как есть минералы, которые представлены единичными зернами. Вследствие, многих возрастных взаимоотношений

отметить не удалось. Стрелками показана последовательность образования минералов, а номерами – последовательность образования минерализации в различных типах пород Рассошинского массива.

- 1) Лейкограниты и аляскиты характеризуются сульфидной (пирит-халькопирит-молибденовой) минерализацией.

ППШ 2007/9

Халькопирит → ковеллин-халькозин

- 2) В контактовой скарнированной зоне, в ходе исследований была выявлена галенит-сфалеритовая минерализация. Здесь, даже может быть одновременное образования минералов, так как границы между ними практически все ровные, галенит имеет все четкие грани.

ППШ 6/13:

Сфалерит → Галенит

- 3) В аплитах и гранит-порфирах не удалось выяснить последовательность образования рудной минерализации, так как нет данных о возрастных соотношениях между породами. Аплиты характеризуются железной и сульфидной (магнетит, халькопирит) минерализацией, а гранит порфиры – железо-титанистой окисной и сульфидной (пирит, ильменит).
- 4) В долеритах обнаружена сульфидная (пирит-марказит-халькопирит-пирротиновая), а также титанистая окисная минерализация (рутил).

ППШ 2005/16:

Пирротин → пирит

Были изучены породы лейкогранитов и аляскитов, долеритов, аплитов, а также приконтактной скарнированной зоны. Проведенные исследования показали, что в различных типах пород Рассошинского массива проявлена различные типы вкрапленной рудной минерализации в зависимости от времени образования: преимущественно пирит-халькопирит-молибденитовая, галенит-сфалеритовая.

6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАССОШИНСКОГО МАССИВА

Для геохимической характеристики выделенных типов пород использована авторская база данных, которая включает 350 анализов.

Точки составов пород гранитоидов массива были нанесены на классификационную диаграмму TAS (рис.50). На этой диаграмме гранитоиды Рассошинского массива попадают в несколько полей. Большинство точек попадают в поле умеренно-щелочного ряда лейкогранитов, незначительное количество проб попадает в граничащие с ним поля – лейкогранитов нормально щелочного ряда и щелочного - щелочных лейкогранитов.

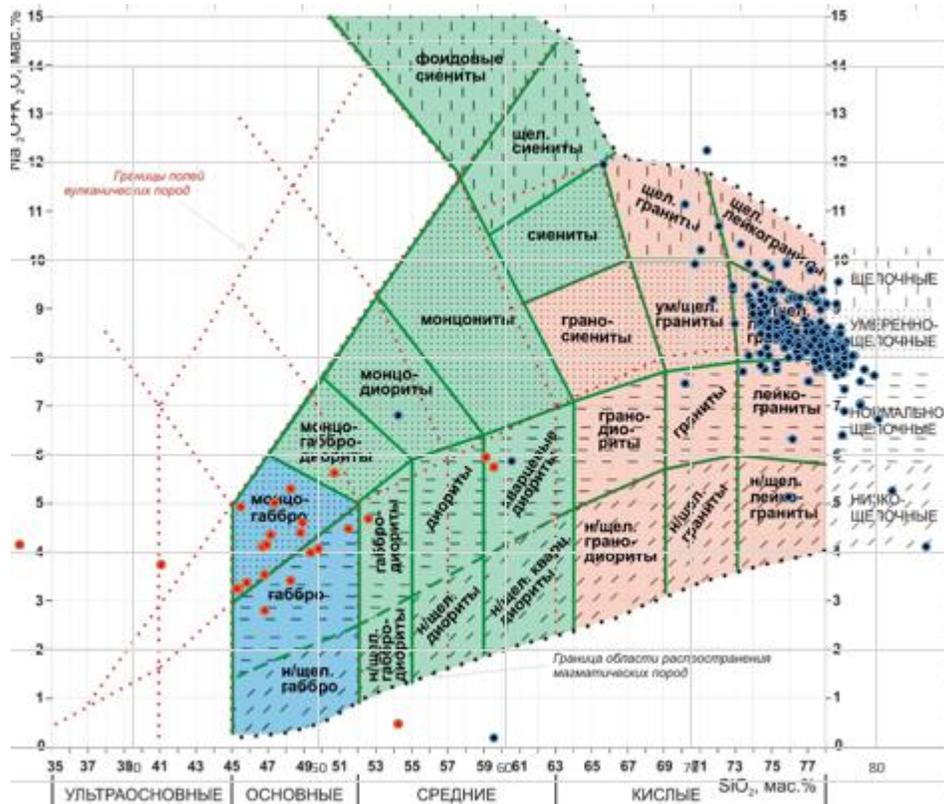


Рис.50. Диаграмма сумма щелочей-кремнезем (TAS) для химической классификации plutonic горных пород (точки: красные – долериты, черные – граниты) (Шарпенко, 2013).

Метадолериты омулевского комплекса попадают в поля габбро, монцо-габбро, габбро-диоритов и монцо-габбро-диоритов.

Коэффициент глиноземистости составляет 5,75, что позволяет отнести граниты к весьма глиноземистым породам; а коэффициент апгаитности – 0,68, что говорит об их принадлежности к плюмазитовым комплексам.

Для геохимической характеристики и для выяснения геодинамической обстановки образования гранитов была использована диаграмма Пирса-Харриса-Тиндла (Скляр), которая позволяет различать граниты зон спрединга, островных дуг, орогенных зон, а также континентальных плит. В данном случае использовалась дискриминационная диаграмма Rb-(Y+Nb) (рис. 51).

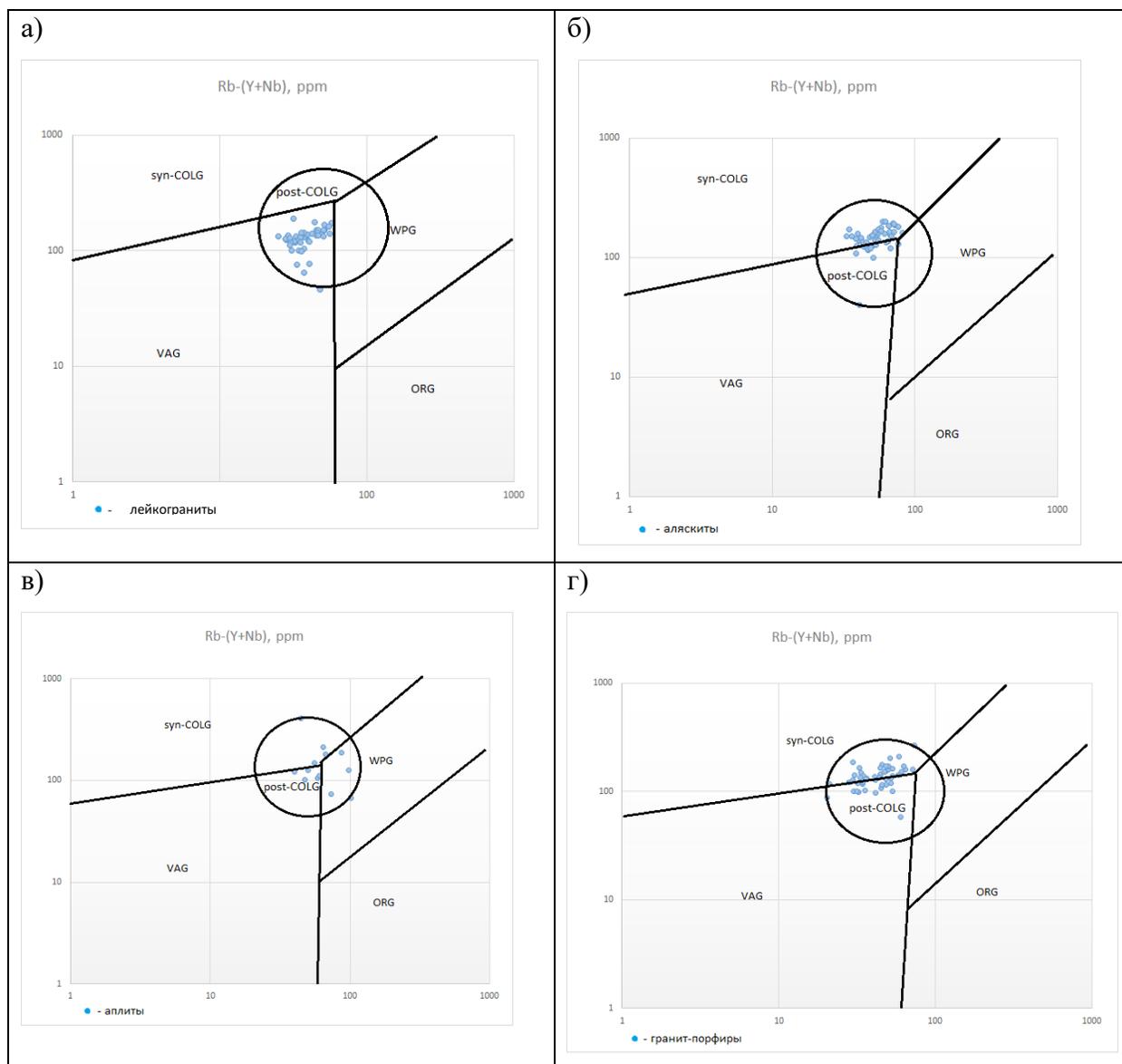
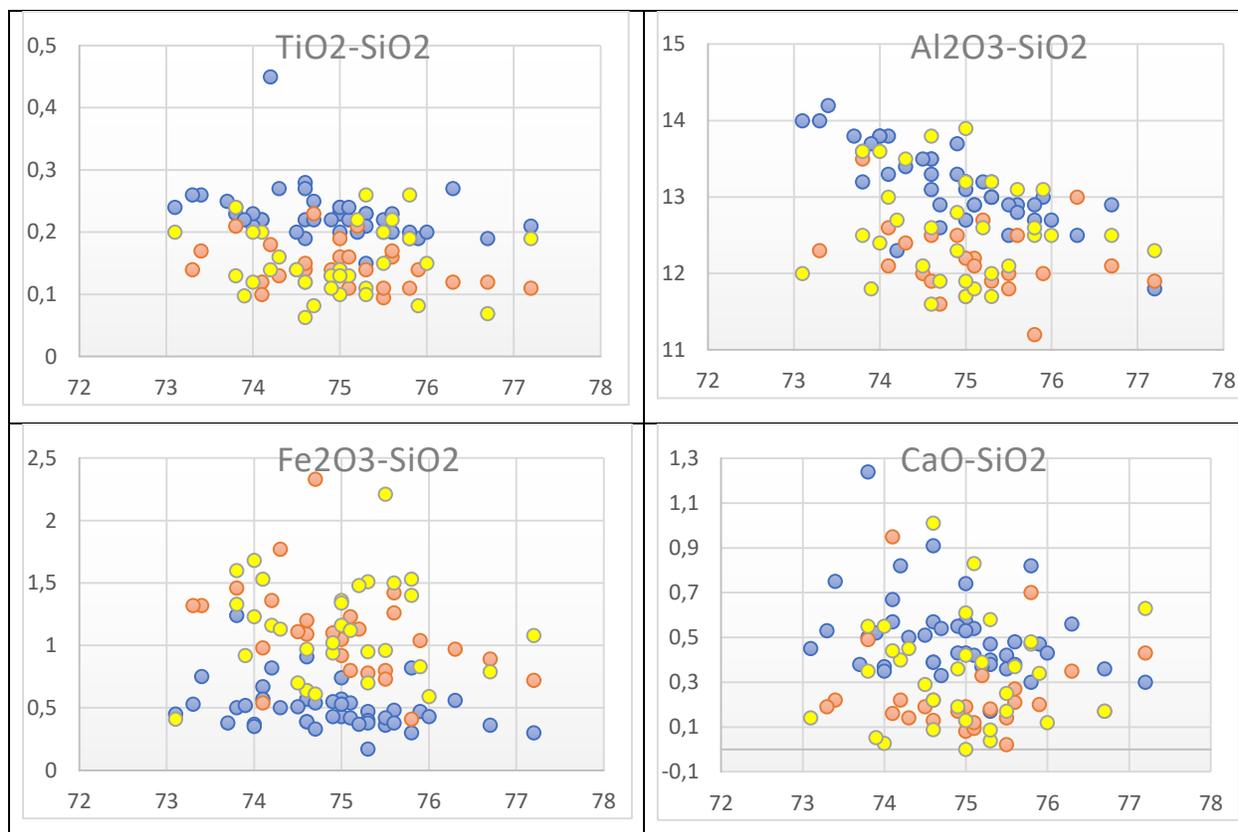
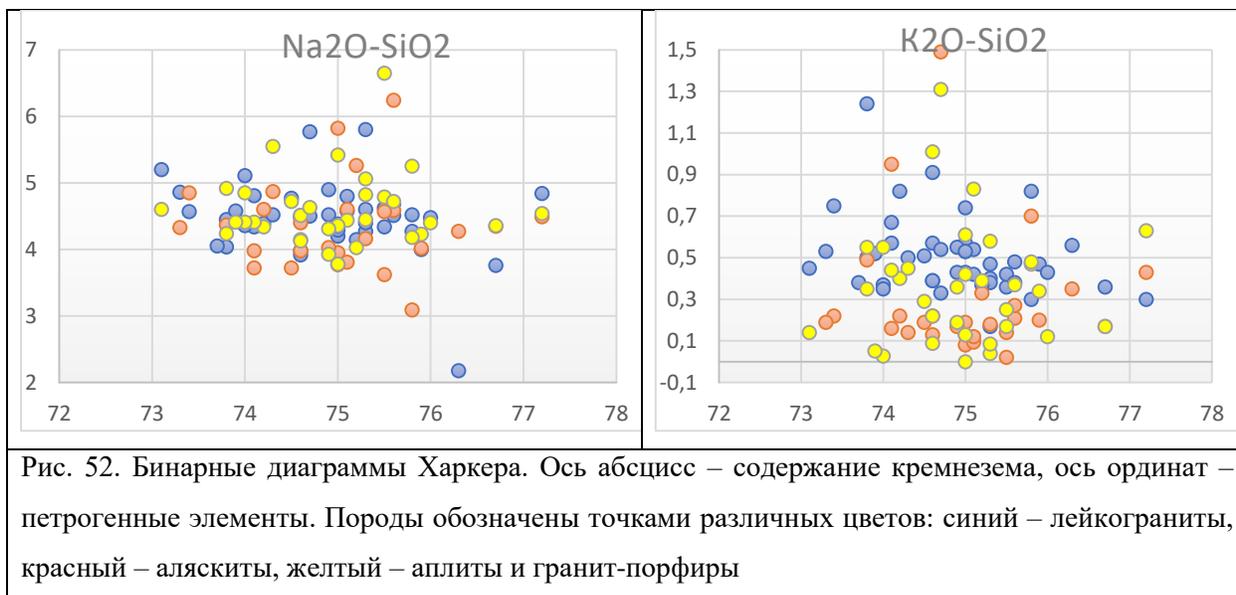


Рис. 51 Диаграмма сумма щелочей-кремнезем (TAS) для химической классификации plutonic горных пород

Поля составов образуют на диаграммах скученные области, наблюдается незначительное различие для монцолейкогранитов и аляскитов по содержанию Rb, но все выделенные разности массива попадают в поле посторогенных гранитоидов.

На диаграммах Харкера (рис. 52.) по некоторым петрогенным элементам, можно четко выделить понижение содержание глинозема с повышением кремнекислотности в монцолейкогранитах. В случае с другими элементами - не наблюдается какой-то устойчивой зависимости. Нужно отметить, что по бинарным диаграммам Харкера четко прослеживаются три типа пород. Лейкограниты характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (вероятно, из-за повышенных содержаний титанита, который чаще всего встречается в этих разностях), Al_2O_3 , CaO , K_2O , а также пониженным – Fe_2O_3 (возможно из-за менее интенсивного ожелезнения). Аляскиты, напротив, характеризуются меньшими значениями TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O и высоким- Fe_2O_3 . Аплиты и гранит-порфиры не обнаруживают петрохимической специализации.





Микроэлементный состав рассматриваемых пород отличается не столь контрастно (Рис.53). На диаграммах распределения РЗЭ выделенные типы пород имеют почти одинаковую форму кривых с минимальными отличиями и нисходящим характером. Также на всех диаграммах можно отметить асимметрию крыльев графиков, это указывает на преобладание LREE над HREE. Очень хорошо выражена отрицательная европиевая аномалия. В монцолейкогранитах она проявлена немного меньше, чем в других породах. Обычно, хорошо проявленную аномалию связывают с полевыми шпатами в процессе дифференциации. Это можно объяснить тем, что европий в двухвалентном состоянии является совместимым элементом в плагиоклазе и калиевом полевом шпате, в то время как остальные РЗЭ, для которых валентность равна трём, являются несовместимыми (Гусев, 2013).

Спайдер-диаграммы данных пород также имеют малые отличия друг от друга (Рис. 54). Все породы имеют низкое содержание крупноионных литофильных элементов (К и Ва). Калиевый минимум выражен весьма интенсивно во всех породах, менее проявлен бариевый. Высокозарядные элементы имеют максимумы, кроме ниобия. Это говорит о резкой степени совместимости с минеральной фазой. Однако в гранит-порфирах все элементы этой группы обладают максимальными значениями.

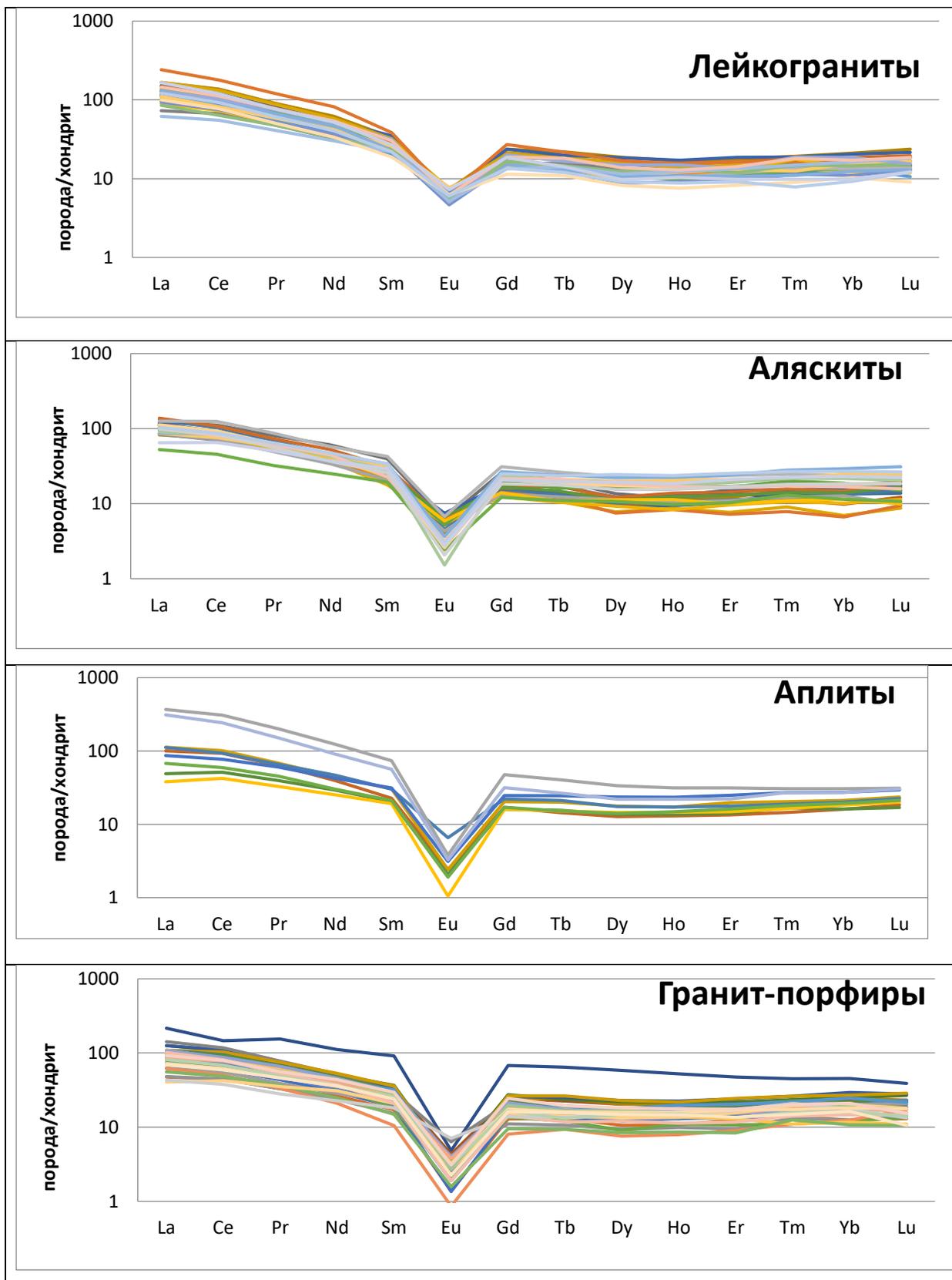


Рис. 53. Распределение РЗЭ нормированных по хондритудля гранитов Рассошинского массива

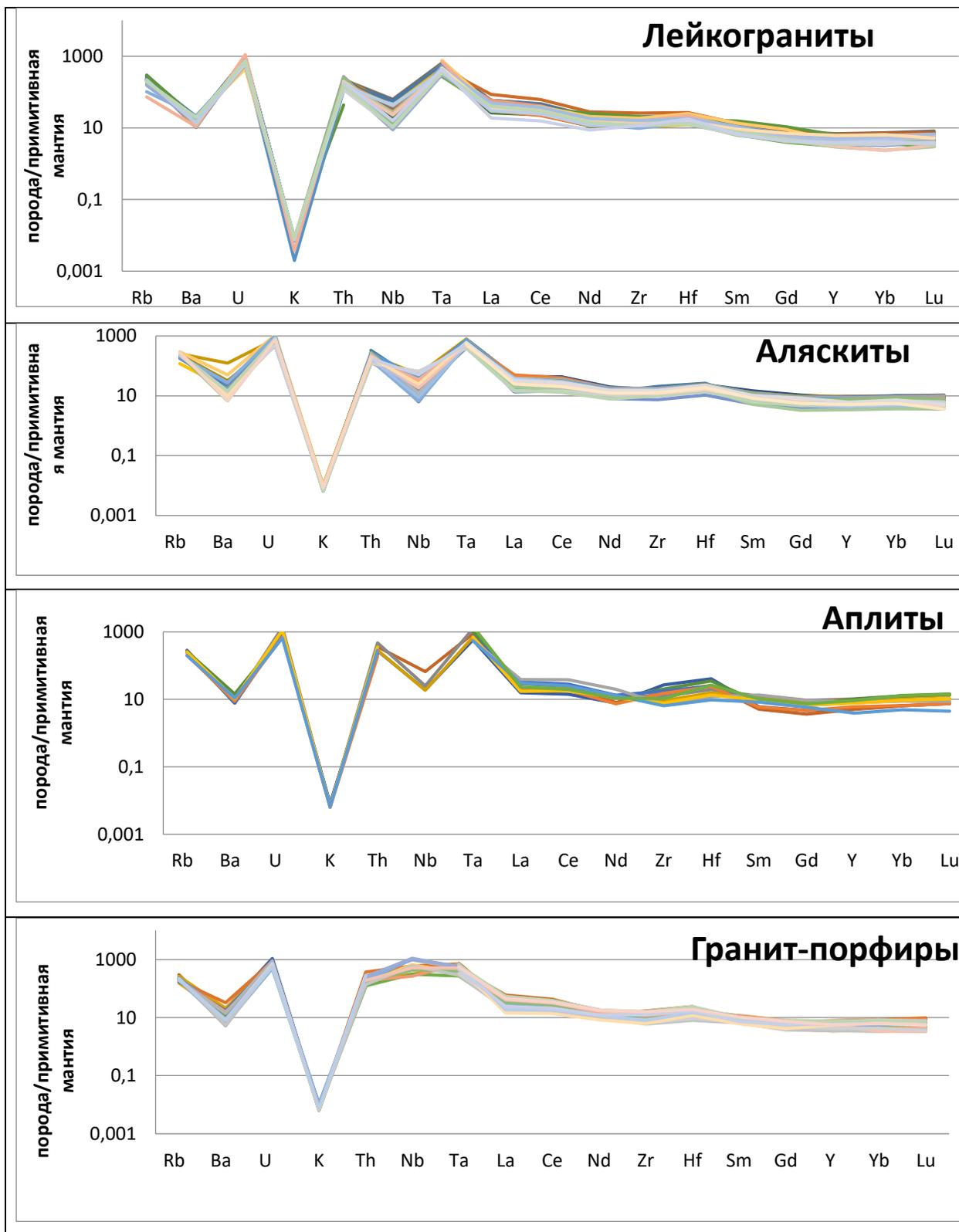


Рис. 54. Спайдер-диаграмма различных типов гранитов Рассошинского массива.

По средним содержаниям основных петрогенных элементов граниты Рассошинского массива можно отнести к А-типу. Субстратом для этого типа служат ультраметаморфизованные и гранитизированные породы (Махлаев, 2012). Это утверждение обуславливает их несколько особенностей, которые сопоставимы с особенностями пород изучаемого объекта. Безводность обуславливается тем, что породы, претерпевшие ультраметаморфизм уже были осушены. Повышенная щелочность, причем с доминированием калия над натрием (в нашем случае $K_2O (4,24) > Na_2O (3,93)$), объясняется привнесением калия, что является одним из основных факторов гранитизации. Также этот тип гранитов образуется в анорогенных или постанорогенных условиях.

Таким образом, геохимические исследования показали, что граниты Рассошинского массива по коэффициенту глиноземистости относятся к весьма глиноземистым, а по коэффициенту апаитности – к плюмазитовым комплексам. По TAS-диаграмме граниты относятся преимущественно к умеренно-щелочным монцолейкогранитам, а также к лейкогранитам и щелочным лейкогранитам. Метадолериты омулевского комплекса попадают в поля габбро, монцо-габбро, габбро-диоритов и монцо-габбро-диоритов. Диаграмма Пирса-Харриса-Тиндля показала, что данные породы относятся к постколлизийным. Нужно отметить, что по бинарным диаграммам Харкера четко прослеживаются три типа пород. При этом прослеживается обратная зависимость между глиноземом и кремнеземом. На диаграммах распределения РЗЭ выделенные типы пород имеют почти одинаковую форму кривых с минимальными отличиями и нисходящим характером. Отмечается четкое преобладание LREE над HREE. Очень хорошо выражена отрицательная европиевая аномалия. Спайдер-диаграммы данных пород также имеют малые отличия друг от друга, кроме гранит-порфиров, которые отличаются отсутствием ниобиевого минимума. По средним содержаниям основных петрогенных элементов граниты Рассошинского массива можно отнести к А-типу.

7.ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ

В результате петрографических и геохимических исследований было выделено 6 перспективных участков, пронумерованных и нанесенных на схему расположения петрографических разновидностей Рассошинского массива (Рис.58).

Участок 1 «Цинковый» расположен в восточной части объекта в приконтактной и контактной зонах массива. Здесь распространены, в основном, катаклазиты, аляскиты, а также аляскитовые гранит-порфиры с микропегматитовой основной массой. Здесь расположены зоны скарнирования (рис.55), в которых был обнаружен сфалерит, что подтверждается высоким содержанием цинка. Макроскопически установлена молибденитовая минерализация (рис.56). Приконтактная часть на участке характеризуется содержанием золота до 0,0038 г/т, а также молибденом до 4,19 г/т. В контактной зоне в северной части участка интенсивное проявления молибдена до 102 г/т, цинка – 17200 г/т, серебра -3,8 г/т, а также меди – 56 г/т, и свинца 360 г/т.

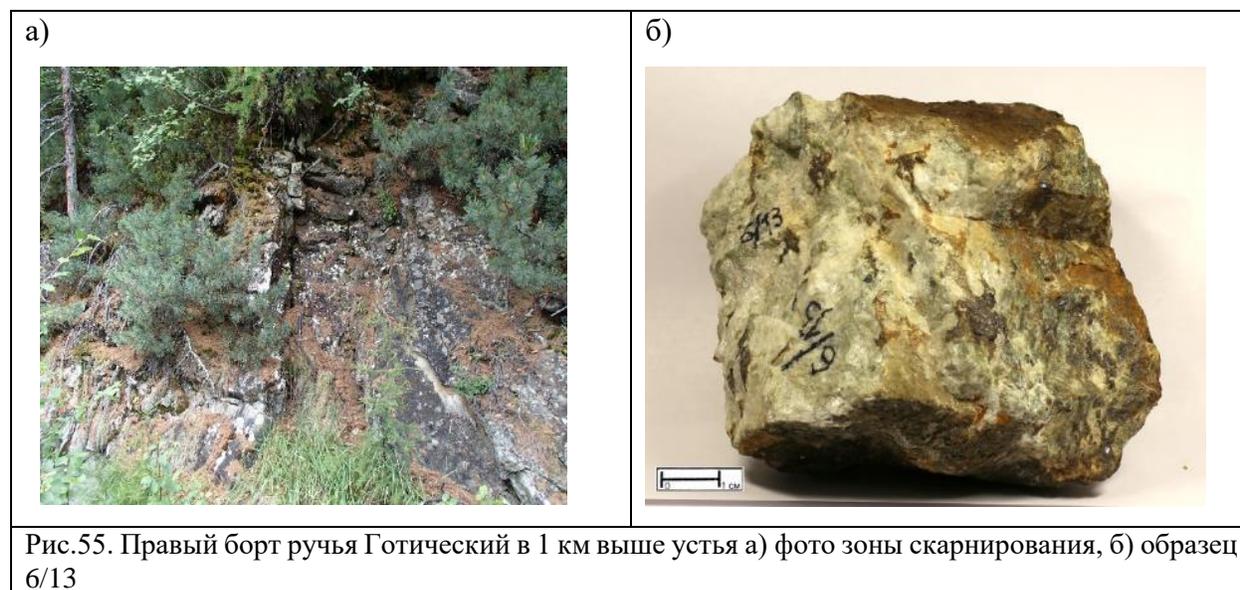




Рис.56 Молибденитовая минерализация в измененных гранитах (образец 6/2)

Участок 2 «Северный» обозначен в северной части массива, так же, в приконтактной и контактовой зонах. В этом месте встречаются катаклазированные породы, монцолейкограниты, аляскиты, аляскитовый порфир с аплитовой основной массой. Эти породы пронизаны дайками долеритов. В юго-западной части участка содержания цинка – 105 г/т и небольшие проявления золота – до 0,0038 г/т, в юго-восточной и восточной части высокое содержание мышьяка (31,2 г/т), что может указывать о значительных концентрациях золота в близлежащих породах. Серебро -1, 58 г/т и молибден – 9 г/т. В северной части участка можно отметить повышенное содержание меди и никеля, 104 и 82 г/т, соответственно. Их можно приурочить к дайкам метадолеритов.

Участок 3 «Центральный» в центральной части, ближе к западной границе массива. Он выполнен в основной массе аляскитами и монцолейкогранитами, чаще катаклазированными. Также в самой южной и самой северной частях участка присутствуют порфировидные аляскиты, на юге также аляскитовые микропегматиты. Участок пронизан двумя небольшими дайками долеритов. В северной части участка 3 присутствуют медь 102 г/т и цинк – 100 г/т, а также содержание золота – 0,0079 г/т и молибдена 33 г/т.

Небольшой *Участок 4 «Западный»* находится в западной, приконтактной части объекта. Характеризуется следующими типами пород: аляскитами и аляскитами с микропегматитовой основной массой и различными катаклазитами. Содержания золота в пробе составляет – 0,0033 г/т, высокие концентрации мышьяка – 30,8 г/т, а также молибдена – 9 г/т.

Участок 5 «Западный» расположен в юго-западной части массива. Здесь характерны развиты аляскиты и аляскитовые микропегматиты и их катаклазиты, небольшие дайки долеритов. Западная часть участка характеризуется повышенным содержанием молибденита (67 г/т), цинка (103 г/т) и свинца (19,7 г/т). В северо-восточной – проявления золота до 0,033 г/т и молибдена до 7,3 г/т.

Самый южный, *участок 6 «Свинцовый»*, также выполнен аляскитами и аляскитовыми микропегматитами, умереннощелочными лейкогранит-порфирами и дайками долеритов. Этот участок характеризуется повышенными содержаниями многих металлов. Значения для золота достигают 0,88-1,3 г/т, мышьяка – 141 г/т, цинка – 911 г/т, серебра – 3,44 г/т, свинца 827 г/т, молибдена 71,9 г/т.

Участок 7 «Золотой», юго-восточный, сложен аляскитами, умереннощелочными лейкогранит-порфирами, а также дайками долеритов. Это контактовая зона массива с вмещающими породами. На этом участке в кварцевой жиле, в области развития фелизитового порфира было обнаружено зерно золота размерами 0,1 мм (рис.57). Содержание золота в пробе, отобранной из этой кварцевой жилы, достигает 105 г/т, цинка – 1500 г/т, свинца – 333 г/т, кобальта – 37 г/т, меди – 119 г/т, никеля – 46 г/т, скандия 49 г/т.



Рис. 57. Видимое золото в кварцевой жилке на контакте с куранахсалинской толщей в зон развития фельзитового порфира.

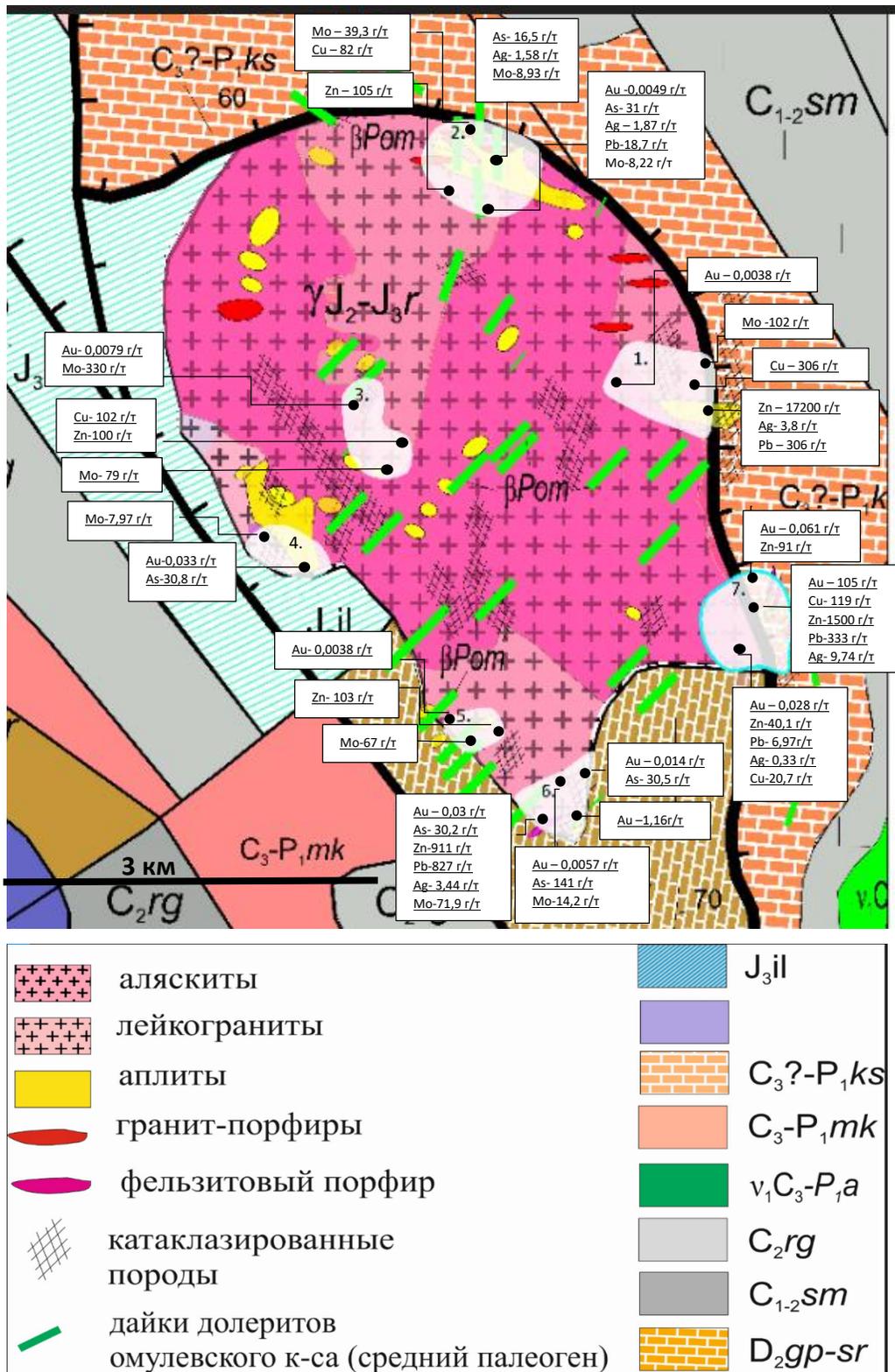


Рис. 58. Схема расположения перспективных участков Рассошинского массива

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показали проведенные исследования, Рассошинский массив имеет достаточно сложное строение и петрографическое разнообразие пород. По структурно-вещественному признаку было выделены: лейкограниты, аляскиты, аплиты, гранит-порфиры, катаклазиты, фельзитовые порфиры, долериты. В результате была построена схема геологического строения Рассошинского массива.

В результате геохимических исследований было определено, что граниты Рассошинского массива по коэффициенту глиноземистости относятся к весьма глиноземистым, а по коэффициенту апаитности – к плюмазитовым комплексам. По TAS-диаграмме граниты относятся преимущественно к умеренно-щелочным монцолейкогранитам, а также к лейкогранитам и щелочным лейкогранитам. Диаграмма Пирса-Харриса-Тиндля показала, что данные породы относятся к постколлизийным гранитоидам. Нужно отметить, что бинарные диаграммы Харкера позволяют расчленить петрографические типы пород массива. Прослеживается понижение содержания глинозема с повышением кремнекислотности в монцолейкогранитах. На диаграммах распределения РЗЭ выделенные типы пород имеют почти одинаковую форму кривых с минимальными отличиями и нисходящим характером. Отмечается четкое преобладание LREE над HREE. Очень хорошо выражена отрицательная европиевая аномалия. Спайдер-диаграммы данных пород также имеют малые отличия друг от друга, кроме гранит-порфиров, которые отличаются отсутствием ниобиевого минимума. По средним содержаниям основных петрогенных элементов граниты Рассошинского массива можно отнести к А-типу.

Было выделено 6 перспективных участков, пронумерованных и нанесенных на схему расположения петрографических разновидностей Рассошинского массива. Все выделенные участки находятся в приконтактной зоне массива, либо в непосредственной близости к гранит-порфирам и секущим гранитоиды долеритовым дайкам. Повышенные содержания золота и других выше рассмотренных металлов можно объяснить гидротермальными и метасоматическими преобразованиями, активизированными тектоническими процессами и внедрением долеритовых даек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1) **Гагиева М.Х.** Стратиграфия девона и нижнего карбона Омудевского поднятия (Северо-Восток Азии) [Книга]. - Магадан : [б.н.], 1995.
- 2) **Гусев А.И.** ПОСТОКОЛЛИЗИОННЫЕ И АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ АЛТАЯ [Журнал]. - 2013 г..
- 3) **Имаева Л.П. Имаев В.С., Козьмин Б.Н.** СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЯНО-ИНДИГИРСКОГО СЕГМЕНТА ЗОНЫ ЧЕРСКОГО [Раздел книги] // Физика Земли. - Иркутск : [б.н.], 2011.
- 4) **Л.В. Смирнова М.Х. Гагиев** Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР [Книга]. - Магадан : [б.н.], 1988.
- 5) **Махлаев Л.В.** А-ГРАНИТЫ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ [Журнал]. - 2012 г..
- 6) **Мерзляков В. М.** ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАССОШИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ [Отчет]. - Магадан : [б.н.], 1987.
- 7) **Мерзляков В.М.** К стратиграфии каменноугольных и пермских отложений юго-западной части Омудевских гор [Книга]. - Москва : [б.н.], 1969.
- 8) **Мерзляков В.М.** К стратиграфии ордовика и силура Омудевских гор [Раздел книги] // Советская геология. - Москва : Недра, 1964.
- 9) **Оксман В. С.** Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) [Книга]. - Москва : ГЕОС, 2000.
- 10) **П.П.Лычагин Е.Ф. Дылевский, В.И.Шпикерман, В.Б.Ликман** Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР [Книга]. - Магадан : [б.н.], 1989.
- 11) **Рогов А.В. Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Ащанлова А.С.** НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИТАХ РАССОШИНСКОЙ ЗОНЫ ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ [Журнал]. - Якутск : [б.н.], 2018 г..
- 12) **Склярёв Е.В** ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ [Книга]. - Москва : ИНТЕРМЕТ ИНЖИРИНГ, 2001.
- 13) **Смелов А.П. Тимофеев В.Ф.** Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-азиатского кратона в раннем докембрии [Раздел книги] // Тихоокеанская геология. - Якутск : [б.н.], 2003.
- 14) **Соколов С. Д.** ОЧЕРК ТЕКТониКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ [Раздел книги] // ГЕОТЕКТонИКА. - Москва : [б.н.], 2010.
- 15) **Соколов С.Д.** ОЧЕРК ТЕКТонИКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ [Раздел книги] // ГЕОТЕКТонИКА. - Москва : [б.н.], 2010. - Т. 6.

16)Сурмилова Е.П. Максимова Г.А. ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР [Отчет]. - Москва : [б.н.], 1987.

17)Сычев С.Н. Рогов А.В. Первые данные структурно-кинематического анализа офиолитокластитового комплекса Рассошинской зоны (Омулевское поднятие, Восточная Якутия [Конференция]. - Санкт-Петербург : [б.н.], 2016.

18)Шарпенко Л.Н. Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-ДИАГРАММА СУММА ЩЕЛОЧЕЙ-КРЕМНЕЗЕМА ДЛЯ ХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ И ДИАГНОСТИКИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД [Раздел книги]. - Санкт-Петербург : [б.н.], 2013.