

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ (МГРИ)»

На правах рукописи

ОДИНАЕВ ШАРИФДЖОН АХТАМЖОНОВИЧ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЧЕРНОГОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР (ТАДЖИКИСТАН)

Специальность: 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,

доцент, Литвиненко А.К.

Москва – 2020

оглавление

ВВЕДЕНИЕ
1 ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
10
2 ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА И
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОГОРСКОЕ
2.1 История изученности Центрального Памира 16
2.2 История открытия и генетические представления о месторождении 21
3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО
ПАМИРА
3.1 Тектоническое положение Центрального Памира
3.2 Положение месторождения в тектонической структуре Центрального
Памира27
3.3 Стратиграфия
3.4 Магматизм
3.5 Метаморфизм
3.6 Полезные ископаемые
4 ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОГОРСКОЕ 56
4.1 Геологическое строение
4.2 Особенности минерального состава пород
4.3 Строение и вещественный состав залежей с ювелирным скаполитом 93
4.4 Генезис месторождения
5 ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ СО-NI, TI, NB, W, REE
В КОНТУРАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ 108
5.1 Геохимический фон Co-Ni аномалии 108
5.2 Генезис Co-Ni аномалии 111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
СПИСОК СОКРАЩЕННЫХ СИМВОЛОВ
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

введение

Актуальность. Черногорское месторождение ювелирного скаполита локализовано в Музкол-Рангкульском антиклинории, Центральный Памир. Эта тектоническая структура сложена музкольской метаморфической серией (PR₁). Она имеет камнесамоцветную минерагеническую специализацию. Здесь на площади около 2600 км² сконцентрированы месторождения рубина, кордиерита, альмандина, турмалина, аквамарина, топаза, скаполита, горного хрусталя и других драгоценных камней [Литвиненко, 2004; 2012]. Только камнесамоцветная специализация региона сделала его промышленные перспективы относительно узкими. Поэтому вопрос о его возможном расширении за счёт новых, рудных типов месторождений стоял с самого начала изучения рассматриваемого региона, с начала XX века. Первыми шагами решения этого вопроса явилось установление геохимических аномалий по вторичным потокам рассеяния редкоземельных элементов и ниобия [Дранников, и др. 1993ф] и первичными аномалиями в маломощных, первые сантиметры, рубиноносных телах [Терехов и др., 1999].

Разнообразие обстановок, геологических представленных полициклическими метаморфическими толщами (разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты, магнезиальные и известковые скарны и др.) и магматическими комплексами (от ультраосновных, основных кислых, щелочные до включая массивы) подтверждают перспективы антиклинория также и на рудные полезные ископаемые. Эта перспектива аргументируется, обнаруженной нами в контурах Черногорского месторождения ювелирного скаполита, геохимической аномалией Co, Ni, Nb, W, Ti, REE и других рудных элементов. Кроме этого, полученные диссертантом геологические протопороды новые данные 0 том, что представлены Черногорского месторождения магматическими породами кукуртского комплекса (гарцбургитами, щелочными габброидами и др.) также являются аргументом для обоснования расширения перспектив всего Музкол-Рангульского докембрийского метаморфического блока на рудные элементы.

Возможное расширение камнесамоцветной специализации музкольской серии за счёт рудных формаций имеет важное как теоретическое значение для науки, так и практическое для развития промышленности Республики Таджикистан.

Цель работы. Изучить структурно-вещественные и геохимические особенности пород и определить генезис Черногорского месторождения ювелирного скаполита.

Задачи исследования:

изучить геологическое строение Черногорского месторождения ювелирного скаполита.

выявить структурно-вещественные комплексы, составляющие
Черногорское месторождение.

изучить условия и последовательность процессов, приводящих к образованию ювелирного скаполита.

определить геохимическую специализацию вмещающих пород для выявления факторов, повышающих практическую значимость месторождения.

Главная идея работы заключается в выявлении генетической связи камнесамоцветного месторождения с метасоматически изменёнными ультраосновными, основными И щелочными породами, содержащими геохимическую аномалию Co-Ni и других рудных элементов, которые могут определить Черногорское скаполитовое месторождение как потенциально комплексное.

Фактический материал. Проанализированы фондовые и опубликованные материалы. Проведены полевые работы в течение 1.5 месяцев в 2018 году. Составлены три петрографических профиля через месторождение и проведены рекогносцировочные маршруты на флангах с отбором 200 проб. Из каменного материала были изготовлены 105 прозрачных шлифов и 60 микропротолочек. На их основе было произведено более 800 электронно-зондовых определений, 150 рентгенофазовых, 35 силикатных, 55 рентгенофлюоресцентных и 10 ICP MS анализов. Они легли в основу данных, позволивших получить представления о

структурных и вещественных особенностях Черногорского месторождения и его флангов.

Методы исследований включали: картографический, минералогический, петрографический, а также прецизионные – рентгенофазовый, выполненный на приборах ДРОН-3М и дифрактометр D2 Phaser (аналитики А.В. Фёдоров, МГРИ им. Серго Орджоникидзе и М.Н. Авезов, лаборатория ОАО «Рогунская ГЭС»), микрорентгеноспектральный, выполненный на приборе "Cameca" SX 100 в 30 режиме съёмки 15 kV, нА и JEOL JCXА-733 с использованием энергодисперсионного спектрометра и системы анализа INCA при ускоряющем напряжении 20 kV и токе зонда 1 нА (аналитики Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН и Л.А. Минералогический музей A.E. Ферсмана Паутов, ИМ. PAH), рентгенофлюоресцентный, выполненный на спектрометре AXIOS Advanced, с рентгеновской трубкой, оснащенной Rh анодом, мощностью 3 kW и Philips PW-2400 определение широкого спектра петрогенных и рудогенных элементов с чувствительностью до 10⁻⁴% (XRF, аналитики И.А. Рощина, ГЕОХИ РАН и А.И. Якушев, ИГЕМ PAH), силикатный, произведённый на спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger фирмы «Bruker» (аналитик М.Н. Авезов), масс-спектрометрический (ICP-MS, аналитик К.А. Филлипова) анализы. Для реализации дизайнерских решений были использованы лицензионные программные средства Adobe Illustrator, CorelDRAW Graphics Suite X8 и Adobe Photoshop CS5.

Научная новизна. 1) Впервые обнаружены новые для месторождения рудные минералы: хромшпинелид, пентландит, монацит и ильменорутил, содержащий более 11 % REE. 2) Впервые обнаружены новые для месторождения нерудные минералы: нефелин, флогопит, калиевый полевой шпат, герцинит, доломит, а также содалит, неизвестный в границах Памира. Наличие этих минералов имеет большое значение для определения протопород, что позволило нам установить генезис месторождения. 3) Впервые на месторождения обнаружены ультраосновные магматические породы – гарцбургиты, неизвестные в контурах музкольской серии и расширившие состав кукуртского комплекса. 4) Предложена новая генетическая модель образования месторождения, согласно которой протолитом явились магматические породы кукуртского комплекса. Метасоматоз, обусловленный региональным метаморфизмом, способствовал частичной серпентинизации гарцбургитов и превращению габброидов в амфиболиты, а нефелиновых сиенитов – в альбититы, содержащие пустоты с ювелирным скаполитом.

Практическое значение. 1) Составлен новый вариант геологического плана Черногорского месторождения. 2) Впервые во всех минералах выявлены высокие содержания кобальта и значительные, выше кларка никеля, титана, вольфрама, ниобия и редких земель. 3) Дана оценка геохимического потенциала Со и Ni в пределах горного отвода месторождения. В соответствии с этим Черногорское месторождение может явиться крупным рудным объектом, который существенно расширит рудную базу Республики Таджикистан. 4) Впервые месторождение Черногорское рассматривается как комплексное: Это камнесамоцветное рудное. значительно может увеличить И его рентабельность и инвестиционную привлекательность. 5) На месторождении ювелирного скаполита и его флангах обнаружена крупная геохимическая аномалия (Co, Ni, W, Nb, Ti, REE), требующая постановки поисково-оценочных работ. В этой связи Министерству промышленности и Министерству геологии Таджикистан представлены рекомендации. Республики 6) Установленные автором метасоматические карбонатиты избежать ПОЗВОЛЯТ ошибок при картировании мраморов, на которые они очень похожи.

Защищаемые положения:

1) Впервые установлено, что протопородами Черногорского месторождения ювелирного скаполита являлись магматические породы кукуртского комплекса: гарцбургиты, щелочные габброиды и нефелиновые сиениты, которые следует отнести к щелочно-ультрамафической формации.

2) Ювелирный скаполит на месторождении образовался в полостях, расположенных в зональных альбититах. Альбититы образовались в результате

6

замещения нефелиновых сиенитов. Полости сформировались в ходе метасоматоза, протекавшего с отрицательным объёмным эффектом.

3) Впервые на месторождении установлены карбонатные породы (метасоматические карбонатиты), которые ранее принимались за мраморы. Карбонаты замещают силикатные минералы: роговую обманку, флогопит, биотит, альбит, скаполит и др., и в них сформировались крупные кристаллы титанита, рутила, флогопита, скаполита и др. Метасоматические карбонатиты содержат значимые количества REE.

4) На Черногорском месторождении ювелирного скаполита установлена первичная геохимическая аномалия Со, Ni и др. элементов. Наиболее высокие содержания кобальта и никеля выявлены в акцессорном магнетите (в среднем соответственно 0.11 и 0.72 мас. %) и пентландите (соответственно 1.81 и 44.1 мас.%). Содержания никеля и кобальта в породах превышают кларк в 10-20 раз, что может повысить практический интерес к данному месторождению.

Апробация работы и публикации. Результаты диссертационной работы докладывались на международной научно-практической конференции «Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ-РГГРУ)» (Москва, 2018); XIV международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2019); VIII научношколе-конференции практической молодых ученых И специалистов c международным участием, посвященной 140-летию со дня рождения В.В. 2019); VII Всероссийской молодёжной конференции Аршинова (Москва, «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий» (Уфа, 2019); XXV Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа 2019» в честь 80-летия Института геологии и геохимии A.H. Заварицкого УрО PAH (Екатеринбург, имени академика 2019); Международной научно-практической конференции «Проблемы инженерной геологии, геотектоники Таджикистана и сопредельных территорий» в честь 70летия М. Таджибекова (Душанбе, 2019); І Молодёжной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ. (Москва, 2020). Тезисы докладов опубликованы в материалах конференций.

Основные положения диссертационной работы изложены в 14 печатных работах, включая 9 статей, 5 из которых опубликованы в журналах, рекомендованных перечнем ВАК РФ.

Структура и объем работы. Диссертация объемом 139 страница состоит из введения, 5 глав и заключения, содержит 42 рисунка, 21 таблиц, и список литературы из 157 наименований.

Благодарности. Начиная с самого начала учёбы в аспирантуре и на всех этапах выполнения работы, автор ощущал всестороннюю поддержку своего научного руководителя д.г.-м.н. А.К. Литвиненко. Выражаю особую благодарность сотрудникам кафедры минералогии-геммологии: д.г.-м.н. А.М. Портнову, к.г.-м.н. Д.А. Петроченкову, к.г.-м.н. В.А. Утенкову и сотрудникам кафедры месторождений полезных ископаемых д.г.-м.н. П.А. Игнатову, д.г.-м.н. А.А. Верчебе, к.г.-м.н. С.А. Малютину, к.г.-м.н. А.П. Алешину; заведующему кафедры общей геологии и геологического картирования д.г.-м.н. В.В. Дьяконову, сотруднику ГЕОХИ РАН к.г.-м.н. Е.С. Сорокиной.

Выражаю благодарность за обсуждение и полезные замечания по теме работы, а также за теплое отношение сотрудникам Института геологии и сейсмологии АН РТ член-кору. АН РТ, д.г.-м.н. А.Р. Файзиеву; Л.А. Паутову; к.г.м.н. М.М. Фозилову; к.г.-м.н. Ф.Ш. Искандарову; к.г.-м.н. Н.С. Сафаралиеву; к.г.м.н. Ю.М. Мамаджонову; к.г.-м.н. Дж.Х. Аминову; к.г.-м.н. М.Л. Гадоеву. кан. исторических наук Д.Б. Ниязов.

Автор благодарит начальника Управления геологии Республики Таджикистан И.С. Оймухаммадзода, начальника Геологоразведочной экспедиции по драгоценным и поделочным камням к.г.-м.н. Ф.А. Малахова, главного геолога 3. Куканбекова и главного геолога экспедиции «Чамаст» РТ Н.Н. Журавлева за поддержку в полевых исследованиях и сборе каменного материала; начальника Центральной лаборатории Р.Я. Самиева. Кроме того, автор благодарит Л.А. Паутова (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН), А.И. Якушева

8

(ИГЕМ РАН), А.В. Федорова (МГРИ им. Серго Орджоникидзе), Н.Н. Кононкову, И.А. Рощину (ГЕОХИ РАН), Д.А. Петроченкова (Лаборатория геммологии и художественный обработки материалов МГРИ), М.Н. Авезова (лаборатория ОАО «Рогунская ГЭС»), У.А. Ятимова (Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН г. Миасс) за помощь в проведении аналитических исследований.

Отдельно хотелось бы поблагодарить коллег, которые внесли существенный вклад при подготовке работы: О.В. Владимирцеву, начальника поисковосъемочной экспедиции Б.Н. Шарифова; главного геолога И.Р. Ходжаева; М.А. Шодибекова; М.А. Миракова; С. Махмадшарифа.

1 ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Орография. Месторождение Черногорское расположено на северозападном склоне хр. Туракулома, на высоте от 4492 до 4655 м, средняя высота хребта 4900 м над уровнем моря. Этот хребет является юго-восточным отрогом Музкольского хребта. Самая высокая вершина в районе месторождения – гора Тау, высотой 5060 м над уровнем моря.

В общем орографическом плане Земли Памир составляет часть горного сооружения, именуемого Высокой Азией. Это горный узел в вершине дуги, образованной сходящимися к нему с востока Куньлунем, юго-востока Каракорумом, с юга Гиндукушем, с запада Таджикской депрессией и с севера Южным Тянь-Шанем. Памир представляет собой резко выдвинутый к северу (к Южному Тянь-Шаню) сектор аномально суженных и дугообразно изогнутых разновозрастных складчатых областей азиатской части древнего океана Тетис (Рисунок 1.1).



Рисунок 1.1 Схематическая тектоническая карта Памира и прилегающих территорий.

Через западное окончание горных цепей Кунь-Луня, с почти достигающей 8 тысяч метров вершиной Музтагата, Памир граничит с высокогорной пустыней Такла-Макан, лежащей у подножия Тибета.

Памир делится на две физикогеографические области: Западный и Восточный [Таджикская Советская ..., 1974]. Граница проходит по субмеридианальной линии, соединяющей южные отроги xp. Зулумарт Усойским с завалом

(плотиной оз. Capeз) и началом р. Пяндж, образованным слиянием pp. Памир и Вахандарья

Рельеф Западного Памира типично альпийский. Хребты островершинные с высотами 6000 м, а подножья, сформированные узкими долинами полноводных крупных рек лежат на высоте 1700–1800 м над уровнем моря.

Рельеф Восточного Памира сильно сглажен, долины маловодных рек (многие пересыхают летом) расположены на высоте 3500 метров. Они широкие, троговые. Водоразделы имеют относительно небольшие превышения относительно долин – 500-600 м, повышаясь вместе с долинами до 5500 метров (Рисунок 1.2).



Рисунок 1.2 Физико-географическая карта Памира.

Высотным ядром Памира является хр. Академии Наук, протягивающийся с севера на юг на 108 км. Средняя высота гребневой линии составляет 5757 м. Наивысшая вершина пик Сомони (бывший пик Коммунизма) высотой 7495 м. На этой поверхности сформировано крупнейшее ледниковое формирование - ледник Федченко и его относительно небольшой приток – ледник Серго Орджоникидзе.

Черногорское месторождение ювелирного скаполита расположено на Восточном Памире в Мургабском районе Горно-Бадахшанской автономной области Республики Таджикистан, который на севере граничит с Киргизией, а на востоке с Китаем. К нему от райцентра Мургаб проложена грунтовая дорога протяжённостью 100 Дo границы с Китаем КМ. проложена хорошая асфальтированная дорога (Душанбе-Хорог-Кульма). Через перевал Кульма высотой 4363 м дорога уходит в Китай. Расстояние до Душанбе 836 км. В северном направлении автодорога, которая в советские времена называлась Памирским трактом связывает месторождение с киргизским городом Ош, где имеется железнодорожная станция. Эта дорога проходит через два легендарных перевала Акбайтал и Кызыл-Арт высотой соответственно 4655 и 4280 м над уровнем моря.

В геоморфологическом отношении район входит в состав Восточно-Памирской горной области [Таджикская ..., 1974]. Географическое название района – Восточный Памир, который представляет собой высокогорное плато с минимальными высотами 3500 и максимальными более 6000 м над уровнем моря. После Тибета рассматриваемый регион является самым высоким нагорьем в мире. Его современная поверхность является следствием совместного действия тектонических движений – альпийского орогенеза и процессов выветривания. Орогенические движения до сегодняшнего дня проявляются в виде очень интенсивных землетрясений и вертикальных движений. Выветривание проявляется также в различных формах.

Главным орографическим элементом региона является Музкольский хребет, протяжённостью 110 км, с высшей точкой пиком Советских офицеров, высотой 6233 м над уровнем моря. Превышения между долинами и хребтами относительно небольшие 300-500 м. Рельеф района сглаженный, днища долин широкие. Склоны покрыты мощными делювиальными отложениями, а долины заполнены мощным комплексом аллювиальных, флювиогляциальных и эоловых отложений.

В зоне Центрального Памира трассируются очаги глубокофокусных землетрясений очень высоких магнитуд [Кухтикова и др., 1957]. Они чётко

12

повторяют контур зоны. Современная высокая сейсмичность является признаком тектонической активности всего Памирского региона.

Климат и природные зоны. Климат района высокогорно-пустынный, ультраконтинентальный с огромными суточными и годовыми колебаниями температуры. Воздушные массы из-за внутриконтинентального положения, огромной высоты над уровнем моря и отдалённости от океанов сюда попадают уже сухими. Среднегодовое количество осадков в посёлке Мургаб составляет 73 мм в год [Таджикская ..., 1974].

Зима в районе месторождения продолжительна и очень суровая. Наличие широких речных долин и замкнутых межгорных котловин способствуют скоплению и застою в них холодных и тяжёлых воздушных масс. Разрежённость ясность атмосферы способствуют И сухость воздуха, очень сильному охлаждению. Морозы случаются во все месяцы. Их пик наблюдается с ноября по апрель. На низкие температуры накладываются сильные ветры, создающие специфические формы выветривания – ниши выдувания. Среднегодовая температура воздуха в Мургабе составляет -1.5° [Таджикская ..., 1974], а на самом месторождении ещё ниже. Абсолютный минимум составил вблизи оз. Кара-Куль -50°, в посёлке Мургаб – -47°С. Средняя температура июля – 13-14°. Это серьёзно сказывается на сроках и возможности проведения полевых работ.

Полевые работы на Черногорском месторождении можно проводит только 5 месяцев в году: май, летний период и сентябрь.

Район представляет обширную высокогорную пустыню. Воздух очень сухой. На фоне рыхлых беспочвенных отложений встречаются небольшие участки пустынно-щебенистых, каменистых, такыров, луговых и болотных почв. Древесная растительность – отсутствует, кустарники представлены терескеном, полынью разноцветковой, ковылём галечным и колючеподушечниковыми, площадь расселения которых очень редкая. Символом высокогорных стран является невзрачный цветок – альпийский эдельвейс, который образует в районе Черногорского месторождения крупные серовато-зелёные сообщества (Рисунок 1.3).

Здесь обитают зайцы, сурки Мензбира и горные козлы. Достопримечательностью животного мира являются архары – баран Марко Поло, а также снежные барсы.

Поверхностные воды. Географической достопримечательностью района является солёное озеро Кара-Куль. Это одно из самых высокогорных озёр, находится на высоте 3914 м, площадью 380 км². На большом протяжении его берега покрыты вечной мерзлотой. Рядом с месторождением находится группа солёных рангкульских озёр, занимающих часть одноимённой межгорной котловины (Рисунок 1.4). Протяженность, соединённых протокой озер Шоркуль и Рангкуль, составляет более 20 км. Район наших работ с запада и юга дренируется долинами рек Акбайтал (южный) и Аксу, которая впадает в пресноводное озеро завального происхождения Сарез.



Рисунок 1.3 Альпийские эдельвейсы – редкий цветок, который широко распространён на Памирском нагорье.



Рисунок 1.4 Одно из рангкульских озёр. Справа массив девонских рифовых известняков. Вдали, в дымке вершина Музтагата одна из высочайших вершин Кунь-Луня 7546 метров (Китай).

Месторождение находится на водоразделе рек Зорбурулюк и его крупного левого притока Кукурт. Летом они частично пересыхают. Форма речных долин отчётливо троговая, с широким плоским днищем.

Родники имеют сезонный характер, летом с дебетом не более 1-2 л/сек. Поэтому на месторождении существует проблема питьевого и технического водоснабжения. Население. В радиусе 50 км от месторождения проживает местное население – киргизы и шугнанцы. Главными населёнными пунктами являются посёлок Рангкуль и административный центр Мургабского района (территория 38.5 тыс. км²) - посёлок Мургаб. Численность населения в районе по данным Агентства по статистике при Президента Республики Таджикистан на 2010 г. составляет 17.2 тысяч человек. Плотность население – 0.44 чел/км². Местное население занимается разведением яков и поддержанием технического состояния автодорожных магистралей: Душанбе–Китай и Хорог–Ош (Киргизия).

Одним из полукустарных производств является обогатительная фабрика Акджилга, принадлежащая «С.А. Минералз». На ней перерабатывает серебряные руды одноименного месторождение. Обогащение ведется флотационным методом. Основным компонентом руд является серебро, попутным – медь, сурьма и висмут.

2 ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОГОРСКОЕ

2.1 История изученности Центрального Памира

Первые исследования в восточной части Центрального Памира были проведены в 1884-1986 гг. Д.Л. Ивановым [1884; 1986]. Здесь им были установлены метаморфические породы, позже объединённые в составе метаморфической серии. В 1914 году район посетил английский геолог Х. Гайдн [Hayden, 1916]. Он подтвердил наличие метаморфических пород: кварцитов, кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов и установил интрузии основных пород (позже объединённых В составе кукуртского комплекса, PR_3). Метаморфические породы региона он датировал поздним палеозоем.

В 1927 году в бассейне р. Ак-Байтал исследования проводили известные советские геологи Д.В. Наливкин, П.П. Чуенко, В.И. Попов, Г.Л. Юдин. Гнейсы и кристаллические сланцы этой долины ими были объединены в гурумдинскую и бельаутинскую свиты палеозойского возраста [Наливкин и др., 1932].

Г.Л. Юдин в 1930 году составил первую геологическую схему Центрального Памира. Выделенные ранее гурумдинскую и бельальминскую свиты он объединил в одно стратиграфическое подразделение (свиту) и датировал её ранним кембрием и частично докембрием.

В 1930–1932 гг. А.В. Хабаков [1933] в восточной части Музкольского хребта проводил геологическую съёмку с составлением стратиграфических разрезов метаморфических толщ. Им была выделена кварцито-мраморносланцевая свита нижнепалеозойского возраста.

Чуть позже, в 1933 году, в бассейнах рек Сары-Джилга и Сор-Сары-Джилга Г.А. Дуткевич [1935] выделил сарымулинскую свиту мощностью 3000 м. По объёму она полностью соответствовала свите, выделенной А.В. Хабаковым, и была подразделена на 3 горизонта, снизу вверх: 1) сильно метаморфизованные кристаллические сланцы с редкими прослоями кварцитов, 1400–1500 м

мощности; 2) сланцево-мраморный, мощностью 500–600 м; 3) кварцитосланцевый, 900 м. Её возраст им был определён как O–S₁.

Одновременно с Г.А. Дуткевичем в восточной части Рангкульского района проводил геологические работы И.Г. Баранов. Им были выделены [Баранов, 1935; Пашков, 1964] 2 свиты, снизу вверх: 1) хлоритовых и чёрных аспидных сланцев, мощностью 1200 м; 2) верхний горизонт А.В. Хабакова – кристаллические сланцы, мощностью до 1800 м.

Полезные ископаемые Памира и прилегающих территорий Таджикской ССР были рассмотрены В.И. Поповым в 1936 году [1936].

В 1937 году исследования стратиграфии и литологии отложений сарымулинской антиклинали проводили П.Д. Виноградов и Н.Н Ошурков. Они выделили 9 свит [Пашков, 1964], снизу вверх: 1) тальковых сланцев, 500 м; 2) мраморов, 600 м; 3) надмрамор сланцевом, 500 м; 4) нижнюю кварцитовую, 400 м; 5) междукварцитовую, сланцевую, 500 м; 6) верхнюю кварцитовую, 400 м; 7) надкварцитово известняковую, 150 м; 8) глинистых и слюдистых сланцев, 550-600 м; 9) известняковую (бельайрыкскую свиту), 280 м.

М.В. Занин и М.Г. Калайтан в 1943 году изучали разрезы метаморфических пород правых притоков р. Ак-Байтал. Они впервые расчленили метаморфические породы северных склонов Музкольского хребта на 3 свиты, снизу вверх: 1) мраморов и кристаллических сланцев; 2) кварцитов и серицито-альбитовых сланцев; 3) сланцево-мраморная. В связи с большой мощностью и сильной метаморфизацией исследователи предположили докембрийский возраст нижних свит и раннепалеозойский – верхних. Одновременно в восточной части района, от реки Шатпут на востоке и урочища Сары-Мулла на западе, в долинах рек Шатпут, Мамек, Зорбурулюк, Джол-Бурулюк и др., исследования проводили Н.А. Кузьмин и З.К. Полищук. Несмотря на то, что их главной задачей являлись поиски полезных ископаемых, ими были выделены 2 свиты, снизу вверх, шатпутская и сарымулинская. Свиты, в свою очередь, были расчленены на толщи. Шатпутская свита была расчленена на 3 толщи, снизу вверх: а) тонкополосчатых биотитроговообманковых гнейсов, более 300 м мощности; б) крупнозернистых

мраморов, около 200 м; в) гнейсов и кристаллических сланцев с маломощными прослоями белых кварцитов, 1000 м. В сарымулинской свите были выделены 8 толщ, которые соответствуют 8 верхним свитам, выделенным П.Д. Виноградовым и Н.Н. Ошурковым. По возрасту породы были отнесены к нижнему палеозою.

Все вышеперечисленные исследователи нижние свиты сарымулинской антиклинали относили к докембрию, а верхние – к нижнему палеозою, считая контакт между ними согласным. Нижнепалеозойские отложения Памира изучены Б.П. Бархатовым и Г.Г. Мельником [1961].

Исследования В.И. Дронова и М.С. Дюфура (производственные отчёты 60-х годов) не подтвердили согласных контактов между нижними метаморфическими и верхними, подтверждёнными палеофауной, частями разрезов. Верхние, слабо метаморфизованные свиты содержат следующие виды руководящих форм: водоросли, губки, брахиоподы.

В 1953–56 гг. в районе Музкольского антиклинория проводила комплексные геологоразведочные и тематические работы Памирская экспедиция Управления геологии Таджикской ССР. Среди геологов нужно назвать следующие фамилии: Б.П. Бархатов (1955), Г.С. Волос (1956), А.Д. Гольдберг (1955–56), Ш.Ш. Деникаев (1953), Г.Г. Мельник (1955–56), М.Е. Сасс (1956), И.П. Юшин (1956) и др. Стратиграфические схемы этого периода повторяли схемы расчленения метаморфических толщ предшественников.

Специализированные работы на рассматриваемой территории проводили М.С. Дюфур, Г.Г. Мельник, Б.П. Бархатов, Г.С. Восконян и др. Особо важное обобщение по стратиграфии метаморфических пород удалось выполнить М.С. Дюфуру. Его стратиграфическая схема музкольской серии существует до сих пор. Она была использована в последней геологической карте Таджикской ССР и прилегающих территорий масштаба 1:500 000 [Власов и др. 1989]. Диссертант в своей работе также придерживается схемы М.С. Дюфура расчленения пород музкольской серии.

Позже, в 1960-61 гг., изучением музкольской серии занимался Б.П. Пашков. Он называет музкольскую серию одноименным комплексом. Его

18

результатом явилось уточнение и детализация работы М.С. Дюфура и Г.Г. Мельника и более полная расшифровка структуры Музкольского антиклинория [Пашков, 1964].

В.И. Дронов (1962) обнаружил на Центральном Памире предверхнемеловую фазу складчатости. Она проявлена в виде углового несогласия между породами К₂ и К₁, а также между К₂ и другими системами Мz и Pz₃.

Тектоническое районирование Памира с составлением тектонической карты и с определением в его контурах зоны Центрального Памира было проведено в 1963 году Б.П. Бархатовым и Г.Г. Мельником [Бархатов, 1963].

В 1964 году была составлена карта полезных ископаемых СССР, масштаб 1:200000, серия Памирская, J-43-XV [Мельник, 1964].

Коллективная монография 1964 года «Тектоника Памира и Тянь-Шаня» содержит очень важный геологический материал о геологическом строении и тектонике Центрального Памира [Тектоника ..., 1964]. Несколько отличную точку зрения о формировании и структуре метаморфических пород Памира, приводила Буданова [1985]. Она выделяла метаморфические породы в составе гранитогнейсовых куполов, которые, по её мнению, воздымались в альпийское время. Вздымание гранитогнейсовых куполов привело к нарушению изотопных соотношений и омоложению возраста метаморфических пород.

Общепринятое сегодня всеми геологами расчленение стратифицированных и интрузивных образований Центрального Памира было произведено в 1976 году [Расчленение ..., 1976].

Первые, весьма объективные, представления о верхней мантии и земной коре были получены в 1981 году [Земная кора ..., 1981].

Большой вклад в развитие геологических знаний о Центральном Памире внесли М.С. Дюфур [1970; 1972; 1974; 1994]. В.А. Глебовицкий и др. [1981], Э. А. Дмитриев, В. Е. Минаев [1971].

Последняя государственная геологическая карта Центрального Памира, смежных зон, Южного Тянь-Шаня и прилежащих территорий масштаба 1:500000

построена коллективом геологов под руководством Н.Г. Власова [Геол. карта ..., 1989].

Групповая геологическая съёмка масштаба 1:50000 [Дранников и др.,1993ф] была начата в 1990 году, но не была закончена в связи с распадом СССР.

Сводная монография по магматизму Памира издана В.И. Будановым в 1993 году [1993]. В том же году были опубликованы материалы комплексных геологогеофизических исследований Центрального Памира [Геология и геофизика ..., 1993]. История изученности месторождений драгоценных камней Памира в том числе и скаполита исследована А.К. Литвиненко и Н.Г. Барнов [2010].

Минерагения драгоценных камней докембрийских комплексов Центрального и Юго-Западного Памира изучены А.К. Литвиненко [2012].

Изучение глубинной структуры восточной части Центрального Памира, в том числе структуры гранитогнейсовых куполов (Музкольский и Шатпутский) с позиции тектоники плит приведены Hakker и др. [2017], Rutte и др. [2017а, 2017b], Schmidt и др. [2011], Stearns и др. [2015]. По данным этих исследователей, породы Музкольской серии погружались на глубину около 30 км в палеогене, после чего в неогене (22-12 млн. лет) они "эксгумировались" проходя через регрессивный метаморфизм. Погружение пород на глубину ~30 км происходило в результате сжатия и утроения толщины земной коры, что было задокументировано во взаимоотношениях тектонических шарьяжей. В дальнейшем, в неогене, в результате обрыва Индийского слэба, происходило расширение земной коры и его гравитационный коллапс, что явилось двигающим механизмом вздымания (эксгумации) нижнекоровых пород и формирования гранитогнейсовых куполов. Регрессивный метаморфизм датируется авторами между 22-12 млн. лет, что свидетельствует о молодом возрасте метаморфизма пород Музкольской серии. Эти датировки сходятся с результатами Буданова [1985], который датировал метаморфические породы (биотитовые сланцы и гнейсы) долин рек Зорбурулюк и Мамек К-Аг методом и определял их возраст как 23-20 млн. лет.

Масштабные работы по изучению строения земной коры и верхней мантии Памира, с использованием современной геофизической аппаратуры, были

проделаны Koulakov и др. [2006; 2011], Schneider и др. [2013; 2019], Schurr и др. [2014], Sippl и др. [2013] Kunfer и др. [2016; 2017] и другими авторами. Эти исследования показали, что мощность земной коры Памира составляет 75-80 км. И самая мощная часть приходится под западную часть Центрального Памира и соответствует региону локализации глубокофокусных землетрясений. Этот факт, вместе с результатами расчета сейсмических скоростей методом receiver function [Schneider и др., 2013; 2019], позволило исследователям сделать вывод о том, что под Памир погружаются две литосферные плиты, Азиатская с севера и Индийская с юга, и эти плиты сталкиваются под Центральным Памиром, там, где локализуются глубокофокусные землетрясения и наблюдается самая мощная земная кора.

2.2 История открытия и генетические представления о месторождении

Месторождение Черногорское является единственным на территории бывшего СССР объектом добычи ювелирного скаполита. Оно было открыто Э.А. Дмитриевым в 1978 году. С 1983 по 1986 гг. экспедиция "Памиркварцсамоцветы" проводила на месторождении поисково-оценочные работы. На одном из его участков были подсчитаны запасы: скаполита-сырца – 1972 кг, ювелирного – 92 кг и коллекционных образцов – 263 кг. В 1987–91 гг. на северо-восточном фланге месторождения проводилась предварительная разведка. По её результатам были подсчитаны запасы скаполита по категориям С1+С2, утверждённые ЦКЗ Министерства геологии СССР (протокол № 24/1 от 22.01.1991): скаполит-сырец – 3105 кг, скаполит ювелирный – 225 кг, скаполит голтовочный – 259 кг (сведения из отчётов экспедиции "Памиркварцсамоцветы"). В 1991 году была начата предварительная разведка центральной части месторождения на горизонте 4512 полной промышленной подсчёта метров с целью оценки И запасов кристаллосырья по категориям С1+С2 и определения прогнозных ресурсов категории Р₁, но работы были остановлены в связи с распадом СССР. С 1991 по 1999 годы на объекте проводилась опытно-промышленная разработка, в

результате которой было добыто 2470.5 кг скаполита-сырца и 436.6 кг ювелирного скаполита.

По особенностям геологического строения месторождение относится к 4-й группе сложности. В настоящее время оно не эксплуатируется (Рисунок 2.1).

Недалеко от рассматриваемого месторождения в мраморах сарыджилгинской свиты известно [Литвиненко, Барнов, 2011] пять проявлений небольших миароловых гранитных пегматитов, содержащих сиреневый скаполит среднего состава. Вблизи него, в 3 км к югу, находится крупное месторождение рубина Снежное. Его геологическое строение, ювелирные свойства рубина и некоторые генетические связи с Черногорским рассмотрены в публикациях: М.С. Дюфура и др. [1994], E.S. Sorokina et al. [2015], А.К. Литвиненко и др. [Литвиненко, 2004; 2008].

За рубежом скаполит ювелирного качества известен в ряде месторождений, находящихся в разнообразных геологических условиях. Его жёлтые, сиреневые и фиолетовые кристаллы встречаются в полостях среди скаполитовых и альбитскаполитовых жил в метаэвапоритовых толщах Центральной и Южной Африки, Канады, Афганистана и Восточного Памира [Спиридонов, 2006]. Мариалит установлен в редкометальных пегматитах месторождения Дараи Пич на северовостоке Афганистана, где он добывается попутно с турмалином, кунцитом и воробьевитом. В 10 км от г. Карур, Индия в полевошпатовых жилах добывается прозрачный мариалит [Gem..., 2011]. На месторождение Ихози (о. Мадагаскар) в магнезиальных скарнах среди докембрийских гнейсов, добывают жёлтый и сиреневый мейонит [Superchi et al., 2010]. Из россыпей Шри-Ланки, сформированных по докембрийским метаморфическим породам гранулитовой фации, извлекают мейонит и редко мариалит [Zwaan, 1996]. Докембрийские мраморы месторождения Морогоро, Танзания, содержат в промышленных количествах фиолетовый и жёлтый скаполит [Dirlam et al., 1992]. Сиреневый до фиолетового скаполит, изредка имеющий ювелирное качество, известен в кальцифирах докембрийского возраста на месторождении Слюдянка, ЮЗ Прибайкалье [Клопотов, 2006]. В современных вулканических породах Везувия



Рисунок 2.1 Общий вид месторождения Черногорское с хребта Туракулома.

а, в – жилы альбититов: а – карьер 1 (нижний); б – карьер 2 в средней части месторождения; в – карьер 3 (верхний).

обнаружены ювелирные кристаллы скаполита [Ciriotti et al., 2009].

В 2017 году на Кукуртском самоцветном узле, в том числе на месторождении Черногорское ГРУП "Геологоразведочная экспедиция по драгоценным и поделочным камням" проводила поисково-ревизионные работы. Были получены новые данные о геологии, минералогии И геохимии сырья, результате совместных работ камнесамоцветного В с научными работниками Института геологии и сейсмологии АН Республики Таджикистан и Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН обнаружен новый минерал бадахшанит и впервые описан минерал тусенит [Алиназаров, Куканбеков, 2018ф].

Диссертант провёл в 2018 году полевой сезон на месторождении и его окрестностей, собран каменный материал и закартировал объект исследования.

3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

3.1 Тектоническое положение Центрального Памира

Центральный Памир является северо-западным продолжением складчатой киммерийской системы Тибета [Бархатов, 1962; Губин, 1943; 1960; Марковский 1936; Наливкин, 1936; Николаев, 1936]. Тектонически он представляет собой западное продолжение Чиангтангского террейна в Тибете [Schwab et al., 2004; Robinson et al., 2015]. Вместе с центральным и южным Тибетом (Чинагтангский и Лхаса террейны соответственно), Центральный Памир и Южный Памир в мезозое слагали кимеррийский супертеррейн, который отделился от Гондваны в начале перми и аккретировался с Евразией в конце триаса [Zanchi, Angiolini, 2013]. Центральный Памир занимает приграничное положение между герцинидами Северного Памира и киммеридами Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Киммерийская часть Памира называется Южным Памиром [Бархатов, 1963; Пашков, Буданов, 1990]. Вопрос о киммерийском возрасте Центрального Памира установлен в результате выявления [Дронов, 1964] трансгрессивного залегания известняков (К₂), связанных с эффузивно-красноцветными породами (₽), на более древних породах. Что свидетельствует о до верхнемеловой (киммерийской) складчатости Центрального Памира.

Памир в целом представляет гетерогенную складчатую структуру, являющуюся северо-западным окончанием сближенных складчатых систем Кунь-Луня (герциниды) и Тибета (киммериды) [Синицын, 1959].

Музкол-Рангкульский на востоке и Ванч-Язгулёмский антиклинорий на западе являются тектоническими элементами зоны Центрального Памира. Они представляют выходы докембрийского основания, которое вследствие вздымания коры в кайнозое сформировало гранито-гнейсовые купола [Буданова, 1985; Rutte et al., 2017a, b]. Зона Центрального Памира имеет дугообразную форму, выпуклую к северу (Рисунок 3.1). Ее длина в пределах территории Республики Таджикистан составляет более 400 км при ширине 30-70 км. Юго-западный фланг прослеживается на территорию Афганистана, а восточный – в Китай. С севера Центральный Памир по Ванч-Акбайтальскому глубинному разлому граничит с герцинской зоной Северного Памира, на юге по Рушанско-Пшартскому – с Юго-Восточным и Юго-Западным Памиром. Центральный Памир вместе со структурно-формационными зонами Юго-Восточного и Юго-Западного Памира составляют Южнопамирскую киммерийскую складчатую область в составе Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса [Бархатов, 1963].



Рисунок 3.1 Положение Черногорского месторождения в тектонической структуре Памира. Тектоническая схема Б.П. Бархатова [1963] с небольшими изменениями и дополнениями автора.

1 – герцинская Северопамирская складчатая система; 2–4 – тектонические зоны в киммерийской складчатой системе Южного Памира: 2 – Центральный Памир; 3 – Юго-Восточный Памир; 4 – Юго-Западный Памир; 5 – фундамент Центрального Памира, цифры в кружках (1–2) метаморфические серии: 1 – шипадская; 2 – музкользская; 6 – антиклинории,

стрелка указывает на направление погружения шарнира: 3 – Ванч-Язгулемский; 4–5 – Музкол-Рангкульский: 4 – Сарымулинская и 5 – Шатпутская антиклинали; 7 – разлом между складчатыми системами – Ванч-Акбайтальский; 8 – разломы между тектоническими зонами (А, Б): А – Рушанско-Пшартский; Б – Гунт-Аличурский; 9 – месторождение Черногорское; 10 – государственная граница Республики Таджикистан на юге и западе проходит по реке Пяндж – верхнему течению р. Аму-Дарья.

Образование Памирской складчатой системы является следствием кайнозойской коллизии Индии и Азии [Кäßner et al., 2015]. Определение вертикальных смещений вдоль глубинных разломов (поглощение горизонтальных движений в местах дислокаций разломов) с помощью технологией GPS, ограничивающих Памирское нагорье (Памирскую складчатую систему), подтверждают, что эта структура является элементом Индо-Европейской коллизионной системы [Zhou et al., 2016].

3.2 Положение месторождения в тектонической структуре Центрального

Памира

Черногорское Территория месторождения расположена В Музкол-Рангкульском антиклинории, состоящем из двух тектонических блоков: Сарымулинского (на западе) и Шатпутского (на востоке), перекрытых в центральной палеозойско-мезозойскими вулканогенно-осадочными части породами. Месторождение находится на юго-западном фланге Шатпутского блока. Их шарниры погружаются навстречу друг другу. На месте их наибольшего погружения они перекрыты чехлом палеозой-мезозойских пород (Рисунок 3.1).

Представительный геологический разрез Музкол-Рангульского антиклинория с севера на юг через западное периклинальное замыкание Шатпутской антиклинали демонстрирует крутые контакты по разломам между протерозоем и фанерозоем. Фанерозойские системы между собой также контактируют по крутым разломам, формируя складчато-блоковую структуру (Рисунок 3.2).



Рисунок 3.2 Схематизированный геологический профиль через восточную часть Центрального Памита [Бархатов, 1963].

Вещественной основой антиклинория музкольский является метаморфический комплекс (серия). Первое упоминание о метаморфических породах в Рангкульском районе было сделано Д.Л. Ивановым в 1986 году [Бархатов, 1963]. Первыми его полный геологический разрез составили Г.Г. Мельник, М.С. Дюфур, В.И. Дронов, Б.П. Бархатов в 1957 году. Наиболее полный его разрез находится в бассейне р. Патыкутек – одна из составляющий бассейна р. Шатпут. Породы музкольского комплекса протягиваются от границы с Китаем, слагая осевую часть Музкольского хребта, до верховьев р. Зорташкол. Наибольшую мощность комплекс имеет в бассейне р. Шатпут, около 5000 м [Бархатов, 1963]. Разрез комплекса снизу вверх составлен 4-мя свитами: шатпутской (в настоящее время сассыкская), белеутинской, сарыджилгинской и бурулюкской.

Шатпутская свита составляет наиболее глубокие участки антиклинория. Она разделена на две подсвиты. Нижняя слагает ядро Шатпутской антиклинали, составляя долины средних течений рек Бельальма и Акджилга (Рисунок 3.3). Подсвита в долине р. Бельальма пересечена серией жил гранитных пегматитов, которые, в свою очередь, прорваны дайками пегматитов и аплитов. Нижняя подсвита имеет мощность до 300 м. Верхняя подсвита закартирована в долине р. Сассыксу. Она сложена крупнозернистыми желтоватыми И кремовыми мраморами, которые секут мощные пегматиты. В их контактах развиты амфиболиты и гранат-амфиболовые скарны с титаномагнетитом, актинолитом, турмалином. Среди мраморов наблюдаются прослои и линзы биотитовых,

28



Рисунок 3.3 Карта плутонических комплексов восточной части Центрального Памира. [Минаев и др., 1971].

двуслюдяных, гранатовых и других по составу сланцев. Мощность подсвиты более 200 м.

Белеутинская свита имеет наибольшее развитие в составе комплекса. Она по петрографическим признакам расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита распространена в долине р. Шатпут и Зорбурулюк. Она представлена различными гнейсами, гранулитами, кристаллическими сланцами с прослоями мраморов и кварцитов до 100 метров, включающими согласные жилы гранитов и пегматитов. В бассейне р. Зорбурулюк подсвита прорвана аплитовидными гранитами. Среди сланцев преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-гранатовые, гранат-кианитовые и др. В них порфиробласты граната и кианита достигают 7 см. Верхняя часть подсвиты сложена тёмно-серыми полосчатыми гнейсами с обманкой, биотитом, роговой гранатом, силлиманитом. Характерной особенностью подсвиты являются гранат-кианитовые Мощность сланцы. подсвиты около 1000 м. Верхняя подсвита начинается с переслаивания кварцитов с мраморами. В верхней части кварциты мелкозернистые, светло-серые, слоистые, иногда с косой слоистостью прибрежно-морского типа. Сланцы с кианитом, гранатом, силлиманитом. Мощность верхней подсвиты чуть больше 1000 м. Итого мощность всей свиты составляет 2000 м.

Сарыджилгинская свита наиболее распространена в участке погружения шарнира антиклинория от урочища Сарымулла до р. Сарыджилга и по западному периклинальному погружению Шатпутской антиклинали. Она построена кристаллическими сланцами и мраморами (преобладают). Мраморы жёлтого цвета, реже серые, иногда полосчатые, плотные, мелко- и крупнозернистые с порфиробластами пирита и кварца. В мраморах наблюдаются линзы сланцев: биотитового, серицитового, актинолитового, графитового состава и ортоамфиболиты. Вблизи гранитов по мраморам развиваются скарны эпидот гранатовые с магнетитом и роговой обманкой, а в сланцах преобладают кианит и гранат. Мощность свиты по разным замерам колеблется от 500 до 1500 метров.

Бурулюкская свита обрамляет контуры предыдущей. Её полные разрезы установлены между бассейнами рек Зорбурулюк и Джолбурулюк. Здесь она

представляет синклинальную складку субмеридианального простирания, с шарниром погружённым к северу. По породному составу она расчленена на 3 подсвиты. Нижняя и верхняя подсвиты сходны. В их составе преобладают почти белые плитчатые мелкозернистые кварцевые метапесчаники с редким полевым шпатом и слюдой и кварциты. Мощность нижней подсвиты – 250–500 м, верхней – около 400 метров. Средняя подсвита сложена мелкозернистыми плитчатыми биотитовыми сланцами, узловатой, порфиробластовой текстуры. К этой подсвите авторы относят конгломераты на левом борту ур. Шатпут. Их нижний контакт с подстилающей сарыджилгинской свитой резкий. Вблизи контакта обломки до 35 см в поперечнике. Вверх по разрезу они уменьшаются. Обломки представлены амфиболитами, слюдистыми кварцитами, мраморами, сланцами. Цемент представляет метаморфические кварц-слюдяной сланец. Общая мощность бурулюкской свиты – 1000 метров.

Суммарная мощность музкольского комплекса – 5000 м. Согласных стратиграфических контактов с отложениями, содержащими фауну не установлены.

Размеры антиклинория составляют более 100 при максимальной ширине 20 км. Его границы установлены М.С. Дюфуром в 1962 году [1962]. С севера его границей является акбайтальский разлом. Он представлен мелкими зонами чешуй раннего палеозоя, в акбайтальской и рангкульской зонах, и на востоке, в районе хребта Тузгуны-Терескей – надвигом пород ордовикской системы (ишийская свита). Южная граница антиклинория в западной части называется "музкольским надвигом", установленным А.В. Хабаковым [1933]. В центральной части она представлена североаксуйской зоной мезозойских чешуй и на востоке – Караджилгинским надвигом (Рисунок 3.3).

3.3 Стратиграфия

Современные представления о стратиграфии музкольской серии сложились к концу 70-х годов. Мы их приводим по данным [Расчленение ..., 1976]. Эта

31

стратиграфическая схема лежит в основе всех последующих геологических карт [Геол. карта, 1989].

Крупным стратифицированным подразделением региона является музкольская метаморфическая серия. Её мощность составляет около 6 км (Рисунок 3.4). Серия состоит из четырех свит снизу вверх: сассыкской, белеутинской, сарыджилгинской и бурулюкской [Расчленение ..., 1976].

Сассыкская свита. мощностью 1300 М, обнажается В ядрах брахиантиклиналей. Нижняя часть разреза свиты мощностью до 500 м: сланцевогнейсово-мигматитовая, верхняя (800 м): сланцево-гнейсово-мраморная. Гнейсы и сланцы – биотитовые, гранат-биотитовые (± дистен, силлиманит, андалузит, кордиерит), амфиболовые и пироксен-амфиболовые. Мраморы – кальцитовые и доломитовые, мощностью до 100 м. Нередко вмещают прослои и линзы кальцифиров с диопсидом, амфиболом, флогопитом, форстеритом. Свита относится [Буданова, 1991] к мрамор-мигматит-гнейсовой формации, сложенной (в %) гнейсами – 55, мраморами – 30, жильным гранитным материалом мигматитов – 15.

Белеутинская свита, 1500-2000 м мощностью, характеризуется пестротой литологического состава с преобладанием малокальциевых гнейсов, сланцев и плагио-мигматитов. Гнейсы и сланцы гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные, кордиерит-кварц-двуслюдяные, жедрит-биотитовые и амфиболовые. В Сарымулинской антиклинали в верхах свиты появляются метавулканиты кислого и основного состава.

Свита относится к мигматит-гнейс-сланцевой формации. Ее породный состав следующий (в %): гнейсы – 45, высокоглиноземистые сланцы – 15, высококальциевые гнейсы – 15, жильный гранитный материал мигматитов – 15 [Буданова, 1991].

Сарыджилгинская свита, мощностью 900–1300 м, обнажается в крыльях антиклиналей. От предыдущих свит отличается обилием мраморов, составляющих до 50 % ее объема. Она сложена переслаивающимися пачками мраморов и кристаллических сланцев мощностью по 50–200 м. Количественные



Рисунок 3.4 Разрез музкольской серии для моделирования земной коры.

По данным Б.П. Бархатова, М.С. Дюфура, Б.Р. Пашкова и др. Условные обозначения: 1 – метаконгломераты; 2 – кристаллические сланцы существенно биотитовые (а), гранатовые (б), амфиболовые (в), ставролитовые (г), дистеновые (д), силлиманитовые (е), андалузитовые (ж), кордиеритовые (з); 3 – гнейсы существенно биотитовые (а), гранатовые (б), амфиболовые (в), пироксеновые и скаполит-эпидотовые (г), силлимонитовые (д), амфиболиты (е); 4 – дистенполевошпатовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 – мраморы; 6 – метадиабазы, метавулканиты (порфироиды, порфиритоиды, альбитофиры); 7 – кварциты, филлиты, слюдяные сланцы. * – шатпутские конгломераты. ** – гнейсы двух нижних свит мигматизированы. [Буданов, 1993].

33

соотношения пород меняются по простиранию в связи с фациальными переходами. Мраморы кальцитового и доломитового состава, грубо-слоистые, полосчатые, желтовато-белые, серые иногда темно-серые. Сланцы темно-серые и черные: слюдисто-гранат-графитовые, кордиерит-графитовые, амфибол-гранат-кордиеритовые, гранат-дистеновые; серые: скаполит-биотитовые; зеленоватые: кварц-актинолитовые и кварц-хлоритовые. Сланцы содержат прослои серых кварцитовидных песчаников мощностью до 20–30 м и пластообразные залежи 30– 50 м амфиболитов, метадиабазов, кварцевых кератофиров и фельзитов. Свита относится к мрамор-мигматит-гнейсовой формации. Ее породный состав в %: мраморы – 40, гнейсы – 25, жильный гранитный материал мигматитов – 15, высококальциевые гнейсы – 10, высокоглиноземистые сланцы – 10 (Таблица 3.1).

Бурулюкская свита, мощностью 1200 м, обнажается в ядрах синформ. Ее состав в нижней части разреза (500 м) существенно сланцевый, в верхней (700 м) - кварцитовый. В сланцевой части содержатся прослои и линзы метапесчаников и мраморов мощностью до 30 м. Сланцы стально-серые и темно-серые кварцслюдяные. Кварциты средне- и мелкозернистые, светло-серые и розовые, массивные или слоистые. Вмещают прослои метапесчаников, кристаллических В метапесчаниках сланцев И мраморов. на плоскостях напластования наблюдаются волноприбойные знаки и трещины усыхания, что свидетельствует о прибрежно-морских фациях. Свита принадлежит к кварцит-сланцевой формации. Ее породный состав в %: кварциты – 50, сланцы – 40, высокоглиноземистые сланцы – 10 [Буданова, 1991].

Заметим, что все рассмотренные выше формации принадлежат группе полиметаморфических, зонально и диафторически полифациальным метаморфическим формациям [Буданова, 1991].

Музкольская серия по химическому составу пород соответствует андезитобазальту (Таблица 3.1). В ее составе определены В, F, Li, Be, Sn и др. литофильные элементы, содержание которых не превышает их кларки в земной коре (Таблица 3.2).

№№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	V, %	n
1	66,7	0,7	16,5	1,5	3,4	1,6	1,3	2,1	3,1	2,4	99,4	35	72
2	57,8	1,2	18,2	1,6	7,1	3,5	2,9	2,1	2,9	2,2	99,5	8	3
3	49,5	1,8	15,8	3,4	7,7	6,3	6,6	4,0	2,1	1,7	99,0	9	16
4	85,7	0,4	7,5	1,6	0,9	0,5	1,0	0,5	0,7	1,0	99,8	11	3
5	7,3	-	1,8	0,3	0,6	7,7	42,0	0,5	0,3	39,1	99,7	25	-
6	72,8	0,2	14,0	0,5	1,2	0,7	1,6	4,0	4,3	0,6	99,9	12	51
7	53,0	0,6	11,6	1,2	2,8	3,4	12,1	1,9	2,1	11,1	99,9	100	145
8	58,5	0,7	13,1	1,4	3,1	2,8	8,0	2,1	2,4	7,2	99,3		

Таблица 3.1 – Химический состав пород музкольской серии [Буданова, 1991]

Примечание. 1 – малокальциевые гнейсы, сланцы; 2 – высокоглиноземистые сланцы; 3 – высококальциевые гнейсы, амфиболиты; 4 – кварциты; 5 – мраморы; 6 – гнейсо-граниты; 7 – средневзвешенное по серии; 8 – тоже с 15% мраморов; п – количество анализов; V, % – объёмы вещественных подразделений в процентах.

Таблица 3.2 – Редкие элементы (г/т) в породах музкольской серии [Могаровский, Дмитриев, 1985]

NºNº	Li	Rb	Ce	Tl	Sn	Be	В	F, в %	К, в %	K/Rb	V, %	n
П.П.												
1	10	120	<2	0,7	9	3,0	8	0,03	2,6	213	20	10
2	5	36	<2	0,7	7,1	1,7	74	0,10	1,7	472	10	5
3	21	106	6,9	0,7	6,0	3,6	1	0,04	3,6	340	10	20
4	40	106	3,8	0,9	4,5	1,8	17	0,04	2,4	288	22	14
5	7	11	2,0	0,5	1,0	0,7	8	0,03	0,2	182	26	16
6	11	40	2,3	0,6	3,0	0,7	100	0,01	0,6	150	5	2
7	90	130	3,6	1,0	5,7	5,0	52	0,45	1,0	77	2	4
8	17	25	<2	-	4,0	-	19	0,16	0,3	440	5	6
9	22	101	2,5	0,6	4,5	1,8	22	0,05	1,7	166	100	77

Примечание. 1 – малокальциевые гнейсы, сланцы; 2 – высококальциевые гнейсы; 3 – гнейсо-граниты; 4 – высокоглиноземистые сланцы; 5 – мраморы; 6 – кварциты; 7 – скаполитовые метасоматиты; 8 – породы кукуртского комплекса; 9 – средневзвешенное; п – количество анализов; V, % – объёмы вещественных подразделений в процентах.

Возраст музкольской серии до сих пор остается предметом дискуссий. Автор разделяет позицию большей части исследователей Памира [Бархатов, 1963; Расчленение ..., 1976; Пашков, Дмитриев, 1981; Буданова, 1991], которые на основе обширного фактического материала обосновывают нижнепротерозойский возраст первично-осадочного субстрата серии и, соответственно, о двух циклах его метаморфического преобразования: в среднем докембрии и в палеогене.

Первый, раннепротерозойский, цикл регионального метаморфизма (абсолютный 1900-1600 возраст млн. лет) проявился В условиях высокотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций высоких давлений. Второй цикл протекал в палеогене. Метаморфизм проявился зонально, затронув как докембрийские метаморфические, так и обрамляющие их фанерозойские неметаморфизованные вулканогенно-осадочные породы. Выделяются зоны амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [Дюфур и др., 1970]. Главной особенностью альпийского цикла ультраметаморфогенного метаморфизма являются грандиозные размеры гранитообразования, проявившегося в раме докембрийского метаморфического субстрата.

Подстилающие музкольскую серию толщи не вскрыты. Взаимоотношения с более молодыми окружающими породами повсеместно тектонические (Рисунок 3.5).

Разрез фанерозойских отложений восточной половины Центрального Памира расчленяется на следующие структурно-формационные комплексы, выделенные на основе фиксистской (геосинклинальной) парадигмы [Геол. карта ..., 1989]:

- ➤ платформенный, Є-D.
- ▶ парагеосинклинальный, С-К₁.
- субплатформенный К₂.
- ▶ орогенный, ₽(?)-N(?).


Рисунок 3.5 Обзорная геологическая карта района работ, составлена на основе

карты J-43-XV, масштаба 1:200000, [Мельник и др., 1964].

1 – рыхлые (Q_{III+IV}) отложения; 2 – мезозойская (T–J) группа: известняки, мергели, сланцы, песчаники, конгломераты; 3 – палеозойская (Є–Р) группа: сланцы, песчаники, кварциты, известняки, мраморизованные известняки, мраморы; 4–7 – музкользкая метаморфическая серия (PR₁), свиты: 4 – бурулюкская; 5 – сарыджилгинская; 6 – белеутинская; 7 – сассыкская; 8–10 – интрузивные комплексы: 8 – шатпутский (Р) гранитный; 9 – зорбурулюкский (PR) гнейсогранитный; 10 – кукуртский (PR₃) пироксенит-габбровый; 11 – глубинные разломы; 12 – контуры геологических тел; 13 – месторождение рубина Снежное; 14 – ювелирного скаполита и других видов полезных ископаемых Черногорское; 15 – самая высокая вершина, гора Тау, 5060 м.

Платформенный структурно-формационный комплекс (с.ф.к.) объединяет в практически непрерывном разрезе отложения от кембрия по девон включительно, суммарной мощностью около 3000 м. Низы комплекса не вскрыты. В его составе преобладают карбонатные породы: известняки иногда рифогенные и доломиты, редко мергели, чередующиеся с глинистыми, углистоглинистыми и известковыми сланцами, песчаниками, редко диабазовыми порфиритами. Известняки в низах комплекса (Є) – мраморизованы. Они нигде не образуют единого непрерывного разреза и фрагментами обнажаются вблизи разломов. Их роль в объёме геологических формаций Центрального Памира не большая.

Парагеосинклинальный с.ф.к. (С–К₁) сложен чередующимися толщами терригенных и карбонатных отложений в возрастном диапазоне от карбона по нижний мел, суммарной мощностью 4.5 км. Каменноугольная система представлена нижним–средним отделами. В большинстве участков Центрального Памира она представлена песчаниками, сланцами и эффузивами сарезкой свиты [Дронов, 1964]. Её мощность составляет более 1 км. В зоне акбайтальских чешуй, которые трассируют Ванч-Акбайтальский глубинный разлом, отложения C₁₋₂ представлены маломощными известняками. Их взаимоотношения с сарезской свитой не установлены.

Ha сарезской трансгрессивно свите c размывом И базальными конгломератами залегают пермские и мезозойские породы. Они пользуются наиболее широким развитием, определяя структуру Центрального Памира. Пермские, нижне- и среднетриасовые толщи представлены известняками, местами рифогенными, доломитами и мергелями. В основании джангакульской свиты (P₂-T₁) установлен горизонт (3-15 м) красновато-бурых железистых бокситов. Верхний триас–средняя юра – это мощная терригенная толща, а верхняя юра – известняковая. Нижний мел представлен флишоидной, красноцветной толщей. Общая мощность пермских-нижнемеловых систем составляет 3.5 км. Последними заканчивается разрез геосинклинальных формаций Центрального Памира.

Субплатформенный с.ф.к. (К₂) сложен пестроцветными песчаниками и известняками, доломитами, глинами, алевролитами, песчаниками и конгломератами мощностью от 400 до 2000 м.

Орогенный с.ф.к. (Р – N) палеогеновая система комплекса представлена красноцветными песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, а неогеновая – красноцветными конгломератами, песчаниками с прослоями базальтов и трахибазальтов. Суммарная мощность комплекса более 1500 м.

западном фланге Центрального Следует Памира отметить, что на 3000 палеогеновая система представлена мощной (более м) толщей эффузивов красноцветных разнообразного состава: кислого, среднего И основного.

Общая мощность дочетвертичных отложений Центрального Памира составляет около 15.5 км. В его разрезе фиксируется четыре несогласия [Дронов, 1964]: первое между докембрием и палеозоем, второе – в кровле сарезской толщи (С), третье – в поздней перми, четвёртое – в подошве рудистовых известняков (К₂).

3.4 Магматизм

В Центральном Памире интрузивные породы относительно слабо распространены. Главный их объём представлен многофазными гранитоидами мел–палеогенового возраста [Дронов, 1964]. Их подавляющее большинство располагается в Ванч-Язгулёмском и Музкол-Рангкульском антиклинориях [Буданов, 1964]. Они имеют Сu, Fe, Mo, W металлогеническую специализацию.

Музкольская серия осложнена тремя магматическим комплексами: двумя докембрийскими – зорбурулюкским (гнейсограниты) и кукуртским (лерцолиты, пироксениты, калиевые габброиды, нефелиновые сиениты, шонкиниты, ийолиты, уртиты) и мел-палеогеновым – шатпутским (граниты, пегматиты).

Зорбурулюкский мигматит-гранитовый (PR). В комплекс нем гнейсо-гранитов, объединяются многочисленные тела поля мигматитов, пегматоидных гранитов и пегматитов, распространенных в ядерной части Музкол-Рангкульского антиклинория, в метаморфических породах музкольской серии. Для них характерна пластовая и пластообразная форма тел шириной до 0.5 км. Наиболее крупное тело (более 5 км²) расположено в бассейнах рек Зорбурулюк и Кукурт (Рисунок 3.5). Второе по размеру тело мигматитов и гнейсогранитов находится на левом борту р. Бельальма, в среднем течении.

Мигматиты теневые и агматиты. Их лейкосома соответствует плагиогранитам, реже нормальным гранитам. Структура – аллотриоморфнозернистая, гранобластовая.

Гнейсо-граниты – биотитовые и биотит-амфиболовые, среднезернистые, аллотриоморфнозернистые, пойкило- и гранобластовые. По соотношению плагиоклаза и калишпата выделяются нормальные гнейсо-граниты и плагиогнейсо-граниты. Состав пород, в %: кварц 20–30, плагиоклаз 30–60, калишпат 40, биотит 5–10, амфибол 0–5. Акцессорные минералы: циркон, монацит, титанит, апатит, ильменит и магнетит.

Гнейсо-граниты повсеместно сопровождаются пегматитами мощностью до 100 м и протяженностью до 5 км согласными с вмещающими породами. Они группируются в пояса, окаймляющие ядерную часть Музкол-Рангкульского антиклинория. Пегматиты нередко будинированы и наследуют складчатость вмещающих пород. Они крупнозернистые, кварцево-полевошпатовые с небольшим количеством биотита, мусковита, турмалина, дистена, силлиманита, андалузита, граната.

Средний химический состав пород комплекса характеризуется повышенным содержанием кремнезема (73.9 мас. %) и суммы щелочей (7.7 мас.%) при постоянном преобладании Na над К. По химизму породы близки к докембрийским гранитам по Р. Дэли [1936]. Содержания редких элементов в пределах их кларков для гранитоидов (Таблица 3.3).

Установлено [Глебовицкий и др., 1981], что в Шатпутской антиклинали лейкосома мигматитов представлена натрово-калиевыми гранитами, а в Сарымулинском – натровыми. Устойчиво повышенные содержания Na отмечаются также в биотитовых, биотит-жедеритовых и биотит-жедрит-кордиеритовых гнейсах и сланцах белеутинской свиты (Таблица 3.4). Причем эта тенденция выдерживается по простиранию пластов. Это дает основание для заключения [Буданова, 1991] об изначально высокой натриевости этих пород. Их протолитами, очевидно, были натриевые глины, свойственные областям с

Таблица 3.3 – Средневзвешенный состав магматических комплексов (редкие элементы в г/т) [Петрология ..., 1978]

№П.п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Li	Rb	Cs	T1	Be	Sn	Th	F
1	45,1	2,5	11,9	4,7	7,0	0,17	10,6	11,1	1,4	3,2	0,43	1,6	99,7	34	39	<2	0,5	-	4,6	7	0,11
2	73,9	0,3	13,3	0,3	2,2	0,02	0,6	1,4	3,3	4,4	0,8	0,4	100,2	2,1	106	6,9	0,7	3,6	6	19	0,04
3	71,0	0,4	14,2	0,9	1,2	0,03	0,9	2,0	4,4	4,3	0,09	0,4	99,82	25	177	4,0	1,1	3,8	5	34	0,15
4	50,7	1,0	14,0	4,1	1,8	0,11	2,6	12,3	7,2	1,8	0,73	4,1	100,54	73	367	11	4,4	0,4	5,4	75	0,66

Примечание. 1 – кукуртский, 2 – зорбурулюкский, 3 – шатпутский, 4 – дункельдыкский. В №№ 1,4 и 2,3 установлены В до 19 и 7 %, а в 4 Ga соответственно 20 г/т и Ba 1.0 %, F – в %. Во всех комплексах установлен U в количестве, соответственно 1.9, 3.3, 4.9, 10.7 г/т.

Таблица 3.4 – Составы пород белеутинской свиты: 1-7 – [Гилев, 1989], 8 – [Глебовицкий и др., 1981]

№№П.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	n	F
1	62,3	0,6	14,4	2,5	5,6	0,06	6,3	0,9	3,4	0,75	0,1	2,5	99,8	5	0,18
2	50,4	0,7	15,4	4,3	6,7	0,1	13,6	1,1	1,1	0,4	0,2	5,4	99,4	4	0,37
3	70,5	0,5	13,2	1,6	3,1	0,02	3,6	0,8	2,5	1,6	0,1	2,0	99,5	7	0,09
4	69,7	0,5	14,1	1,1	3,3	0,05	2,8	1,3	5,2	0,9	0,1	1,0	100,1	12	0,08
5	55,1	1,2	13,3	4,5	6,5	0,2	7,9	3,8	1,6	3,3	0,3	1,5	99,5	6	0,25
6	68,3	0,7	13,9	1,7	3,0	0,03	2,0	1,6	4,5	2,2	0,2	1,3	99,4	10	0,07
7	57,8	1,2	18,0	1,6	7,1	0,2	3,5	2,9	2,1	2,9	0,4	1,7	99,4	3	0,17
8	68,9	0,65	15,8	0,6	3,2	0,06	1,3	1,5	2,8	3,45	-	н.о.	-	8	0,06

Примечание. 1 – биотит-жедрит-кордиеритовые сланцы, 2 – метасоматиты с кордиеритом, 3 – биотит-кордиеритовые гнейсы, 4 – биотит-жедритовые плагиогнейсы, 5 – амфибол-биотитовые сланцы, 6 – биотитовые гнейсы, 7 – биотит-гранат-кордиеритовые сланцы, 8 – глиноземистые гнейсы; п – количество определений; F – общая железистость.

аридным климатом и эвапоритовыми условиями осадконакопления. К. Т. Буданова [1991] предполагает, что эвапоритовые фации присутствовали и в протолитах других свит музкольской серии, что подтверждается широким распространением скаполита, турмалина, фтористых слюд и других проявлений эпиметаморфической минерализации.

В цирконах из гнейсо-гранитов зорбурулюкского комплекса по U-Pb соотношению изотопов установлено две возрастные генерации, соответствующие 527 ± 2 и 20 ± 7 млн. лет [Горохов и др., 1993]. Это подтверждает существование 2-х циклов метаморфизма и объективно противоречит представлениям корифеев геологии Памира о только мезо-кайнозойском гранитообразовании в регионе.

Кукуртский дунит-пироксенит-габбровый комплекс (PR₃). В его составе объединяются метаморфизованные интрузивы основного и ультраосновного состава (Таблица 3.3), распространенные в метаморфитах музкольской серии (Рисунок 3.3). Размеры массивов до 2 км в поперечнике, общая площадь ~ 14 км². Форма тел линзообразная, контакты с вмещающими породами крутые. Они тяготеют к ядрам антиклиналей или контактам различных по составу пород. Для средневзвешенного состава комплекса характерной петрохимической особенностью является повышенное содержание глинозема (11.9 мас. %).

Формирование комплекса происходило в следующие фазы: 1 – лерцолиты и пироксениты, 2 – габбро и габбро-диабазы, 3 – диориты, 4 – жильные плагиограниты и плагиоклазиты, 5 – диабазовые порфириты. Породы комплекса подверглись интенсивному щелочному метасоматозу: нефелинизации, скаполитизации и альбитизации. К-Аг датировка по оливинсодержашим породам комплекса даёт значение их возраста в пределах 1483 – 634 млн.лет (±60 млн.лет) [Агеева, Дмитриев, 1975]. Нашими данными объём комплекса увеличен обнаруженными на площади Черногорского месторождения гарцбургитами.

Шатпутский лейкократовый комплекс (Р) объединяет более десятка гранитных массивов общей площадью 250 км². Наиболее крупные из них (Шатпутский – 120 км², Бельальминский – 80 км²) приурочены к ядерной части Шатпутской брахиантиклинали (Рисунок 3.3), другая – к ее крыльям

(Кульминский – 40 км²). Ряд массивов известны в Сарымулинской антиклинали. Все они расположены в метаморфитах музкольской серии и обладают следующими общими признаками [Петрография..., 1988]: 1) Массивы согласны с вмещающими метаморфитами и обрамляются обширными ореолами мигматитов; 2) В контурах массивов заключены многочисленные скиалиты, ксенолиты, останцы вмещающих пород в ненарушенном залегании, осложняющими их конфигурацию. Гнейсоватость в породах ксенолитов параллельна гнейсоватости вмещающих пород. 3) Все массивы имеют однофазное строение и сложены близкими по составу, структуре и облику лейкократовыми гранитами или адамеллитами с дымчатым кварцем.

В составе комплекса преобладают лейкократовые биотитовые или биотит-амфиболовые И амфиболовые двуслюдяные граниты, граниты-Структура пород отчетливо гипидиоморфнозернистая. адамеллиты. Они характеризуются высоким (более 70 %) содержанием SiO_2 , содержание Al_2O_3 от 11 до 16 %, иногда породы пересыщены глиноземом, Na+K около 8 % при небольшом преобладании К над Na. Суммарное содержание закисного и окисного железа невелико, что отражает общий лейкократовый облик пород (Таблица 3.3). Средний состав пород близок к адамеллиту, а по количеству и соотношению щелочей занимают промежуточное положение между адамеллитом и простым гранитом. Минеральный состав, в %: кварц – 20–30, плагиоклаз – 30–45, калишпат -25-45, биотит -1-5, мусковит -0-2, амфибол -0-5. Акцессорные минералы: титанит, ортит, магнетит, апатит, циркон, флюорит. Геохимические особенности комплекса (Таблица 3.3) определяют F, U, Th (выше кларка), Rb, Cs, Sn, Tl (около кларка), Li, B (ниже кларка).

Жильные производные комплекса представлены аплитами и пегматитами. Пегматиты зональные, обладают признаками переходными от редкометальных к хрусталеносным, содержат полости с драгоценными камнями (топазом, цветным и полихромным турмалином, аквамарином, ростеритом, еремеевитом, гамбергитом, данбуритом, дымчатым кварцем, скаполитом). Их минералогические и петрохимические особенности изучены В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко [1996].

3.5 Метаморфизм

Породы месторождения, как и вся серия, претерпели в своём развитии два [Расчленение 1976]. тектоно-метаморфических цикла Первый цикл возраст 1.9-1.6 PR_1) (абсолютный млрд. лет, проявился В условиях высокотемпературной амфиболитовой фации высоких давлений. В палеогене метаморфизм проявился зонально, затронув докембрийские как метаморфические, так и обрамляющие их фанерозойские неметаморфизованные породы. В этой связи выделяются зоны амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [Буданова, 1991].

Первый тектоно-метаморфический цикл – PR₁, 1900–1600 млн. лет [Буданов, Буданова, 1981] проявился регионально и равномерно изменил крупный блок земной коры.

Наиболее высокие температуры в пределах 750–780° и давления в 7–9 кбар оцениваются [Дюфур, Котов, 1972; Глебовицкий и др., 1981] для прогрессивной стадии цикла. Эти термо-динамические условия характеризуются кианитсиллиманитовым типом метаморфических серий.

В результате этого цикла были сформированы минеральные парагенезисы, составляющие основной фон метаморфических свит, а также главная масса мигматитов и пластовые тела гнейсо-гранитов.

Для первично-осадочных пород нижнего протерозоя амфиболитовый цикл метаморфизма носил прогрессивный характер и протекал в условиях повышенных давлений, соответствовавших фациям дистеновых гнейсов и дистеновых сланцев. Регрессивные преобразования происходили на фоне снижающихся температур (около 600°) и давлений (около 5.5 кбар).

Этот метаморфический процесс можно рассматривать как метаморфизм погружения. При котором температуры были обусловлены геотермическим градиентом, а литостатическое давление – весом перекрывающих горных пород.

Второй тектоно-метаморфический цикл – мезозойский [Буданов, 1993], мезо-кайнозойский [Буданова, 1991]. Метаморфизм данного цикла относится к типу зонального динамотермального метаморфизма [Дюфур и др., 1972; Буданова, 1991], наложенного на докембрийские комплексы. Он протекал в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [Буданова, 1991]. Главная особенность эндогенных процессов альпийского (К₂ – Р или Р) цикла заключается грандиозных масштабах ультраметаморфогенного В гранитообразования, несопоставимых с аналогичными явлениями докембрийских тектоно-метаморфических циклов, наблюдаемых обнаженной в части кристаллического фундамента. Район работ сложен огромным по размерам массивом шатпутских гранитов, общей площадью более 250 км² (Рисунок 3.3, Рисунок 3.5). Подобные соотношения стали возможными в силу специфических условий проявления альпийского метаморфизма в докембрийских породах кристаллического основания Афгано-Южнопамирской киммерийской складчатой области [Литвиненко, 2004].

По представлениям [Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970; Менерт, 1972] ультраметаморфизм рассматривается как верхняя ступень регионального метаморфизма, когда прекращается формирование "нормальных" метаморфических пород и наступает их плавление (анатексис). Он представляет совокупность всех возможных геологических и физико-химических процессов (мигматизация, гранитизация, анатексис), в результате которых горные породы преобразуются в породы гранитоидного состава и гранитной структуры.

В процессе ультраметаморфизма происходит плавление исходных пород (кварц-полевошпатовых слюдяных гнейсов), переход их в магматический расплав, дифференциация этого расплава и его кристаллизация in situ, в объеме мигматит-гнейсового субстрата. Согласно остаточного Винклеру [1969], возникновение больших масс анатектических расплавов гранитного, гранодиоритового и тоналитового состава в области ультраметаморфизма является неизбежным при начальном высоком давлении воды. По Жарикову и др. [1994] важным элементам возникновения расплава является декомпрессия. При

давлении воды 2000 бар необходимая для анатексиса температура составляет около 700°, а при давлении 4000 бар – 680°. Максимальная температура анатексиса может достигать 800°. Указанные Р-Т параметры соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Примерно в таких же параметрах, температура от 650-750 до 800° и давлении от 4.5 до 7.5 кбар, [Седова, 1976] оценивает Р–Т условия в области анатексиса на примере музкольской серии.

Второй цикл метаморфизма, В отличие первого протекал OT В геотектонической обстановке вздымания и обусловлен процессами орогенеза, широко затронувшими весь горно-складчатый Альпийско-Гималайский пояс. Метаморфизм вздымания представляет "совокупность сложного комплекса процессов, развивающихся в инверсионно-складчатый этап эволюции подвижных зон земной коры в условиях, начиная с эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, значительного привноса вещества и тепловой энергии в зоны интенсивной тектонической переработки субстрата, конечным результатом которых является формирование магматического расплава" [Геологический словарь, 1978, с. 338]. В рассматриваемом регионе подобные условия были обусловлены процессами орогенной (Р) активизации киммерийско-альпийских складчатых областей на всей территории Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса. Орогенез происходил фоне тангенциального на тектонического сжатия, наиболее интенсивно проявившегося в Афгано-Южнопамирской складчатой области и всего Памиро-Кашмирского сегмента. Эти напряжения были ориентированы с юга на север и возникли, очевидно, под нажимом Джеламского выступа Индийской платформы. Они оказали, как показал еще Д.В. Наливкин, в 30-х годах прошлого столетия, существенное влияние на формирование дугообразной структуры всего Памира. В конце палеогена режим тектонического сжатия меняется на режим растяжения. Видимо, по этой причине происходит полное прекращение гранитоидного магматизма и появление в неогене качественно нового типа магматизма – даек и диатрем калиевых щелочных габброидов и базальтоидов – продуктов подкоровых глубин

[Дмитриев, 1976]. Эти горные породы рассматриваются как перспективные на выявление алмазоносности.

Завершая раздел, отметим, что А.А. Глебовицкий с соавторами на примере музкольской серии выделяют Центральнопамирский метаморфический пояс альпийского типа. Исходными данными для этого послужили представления авторов о палеозойском возрасте дометаморфического субстрата серии и альпийского возраста ее метаморфизма и ультраметаморфизма. Основные признаки поясов данного типа определяются тем, что "метаморфическая перекристаллизация, метасоматическая гранитизация и магматическое замещение одновременны друг с другом и синхронны ранним деформациям радиального сжатия" [Глебовицкий и др, 1981, с.291].

Важность этого цикла для минерагении подчеркивается многочисленными месторождениями редкометальных и хрусталеносных пегматитов с занорышами, с которыми связаны месторождения различных видов драгоценных камней (аквамарина, топаза, турмалина, кунцита, лепидолита, скаполита и редких боратов). Формирование ювелирного скаполита в занорышах мы также связываем с этим метаморфическим циклом.

3.6 Полезные ископаемые

Сарыджилгинская свита, как и вся музкольская серия специализирована на камнесамоцветное кристаллосырьё. В eë пределах находятся крупные месторождения двух тектоно-метаморфических циклов [Литвиненко, 2004]. Для первого докембрийкого характерны месторождения рубина (Снежное, Надежда и др.), кордиерита (Джамеля и др.), альмандина (Альмандиновое). Для второго альпийского: месторождения топаза, аквамарина, турмалина и др. (Мика, Дорожный и др.), скаполита в редкометальных пегматитах (Леденцы, Перевальное и др.) и скаполита в альбититах (Черногорское) [Литвиненко, 2012].

Ведущими полезными ископаемыми рассматриваемой части Центрального Памира являются месторождения самоцветов [Дмитриев, 1982; Скригитиль, 1985; 1996]. Все они сосредоточены в контурах метаморфических пород музкольской

серии и представлены месторождениями метаморфического (рубин, кордиерит, альмандин, кианит), пегматитового (топаз, цветные турмалины, воробьевит, аквамарин, данбурит, гамбергит, горный хрусталь, морион, скаполит) и гидротермально-метаморфического (скаполит) генетических типов [Литвиненко, 2004] (Рисунок 3.6).



Рисунок 3.6 Карта размещения месторождений драгоценных камней Кукуртского

камнесамоцветного узла по [Терехов, Акимов, 2012]

1 – четвертичные отложения; 2–3 – слабометаморфизованные пермо-триасовые отложения: 2 – мрамора; 3а – конгломераты; 3б – песчаники и алевролиты; 3в – вулканиты; 4–8 – образования музкольской серии: 4 – метапесчаники (4а) и метаконгломераты (4б); 5 – биотитовые сланцы; 6 – высокоглиноземистые гнейсы; 7 – биотитовые гнейсы; 8 – биотит-амфиболовые гнейсы; 9 – карбонатные породы: а – мрамора; б – силикатные мрамора; в – брекчированные; 10 – гранитогнейсы зорбурулюкского комплекса; 11 – диопсидовые породы; 12 – дайки сиенитов (постскладчатые); 13 – граниты и жилы Шатпутского комплекса; 14 – пегматиты; 15 – щелочные габбро; 16 – сдвиго-сброс (а); сброс (б); 17 – структурные линии (а) и геологические границы (б); 18 – номера точек корундовой минерализации.

Кордиерит, как ювелирный камень, впервые описан Ал-Бируни в XI в. под названием абладж [Бируни, 1963]. Позже, этот самоцвет, отличающийся редкой

голубовато-сиреневой окраской, получил названия иолит, рысий сапфир, водяной сапфир, лючсапфир, варяжский камень. Благодаря особенностям кристалла менять свою окраску по параллельным и перпендикулярным направлениям по отношению к ребрам призмы, этот самоцвет получил еще одно название – дихроит или плеохроит [Банк, 1979].

В Таджикистане кордиерит ювелирный становится известным сравнительно недавно, в связи с открытием А.В. Гилевым и Э.А. Дмитриевым в 1979 году месторождений Бель-Альма I и II, а несколько позже, в 1980 г. А.В. Гилевым совместно с Н.Н. Журавлевым и Р.Н. Имамутдиновым – месторождений Джамиля и Верхнее. В настоящее время общее количество объектов данного самоцвета насчитывает более 15. На наиболее перспективных из них экспедицией "Памиркварсамоцветы" проведены поисково-оценочные работы. Материалы исследователей вышеназванных использованы характеристике при месторождений кордиерита.

Месторождения кордиерита приурочены преимущественно к сланцевогнейсовой белеутинской свите музкольской серии. Эти породы наибольшим распространением пользуются в долинах р.р. Сассыксу, Джалан, Гурумды и Белеули, где они слагают ядро Сарымулинской брахиантиклинали. Фрагменты свиты обнажаются также в ядерной части Шатпутской брахиантиклинали, в верховьях рек Зорбурулюк, Мамек, Бель-Альма. Единичные проявления кордиерита отмечаются также в метапелитах и других свит музкользской серии. В частности, в сассыкской, подстилающей белеутинскую свиту, и в сарыджилгинской, перекрывающей ее.

В разрезе белеутинской свиты общей мощностью порядка 1500–2000 м кристаллы кордиерита встречаются в биотит-кордиеритовых, биотит-жедрит-кордиеритовых, биотит-дистен (силлиманит)-жедрит-кордиеритовых, биотит-гранат-жедрит-кордиеритовых гнейсах и кристаллических сланцах. Эти породы образуют горизонты мощностью до 100–150 м, прослеживающиеся по простиранию на многие километры. Они залегают среди биотитовых, биотит-дистеновых, биотит-

жедритовых и др. кристаллических сланцев и гнейсов.

Кордиеритсодержащими являются многочисленные, послойно ориентированные четковидные цепочки желваков, жил и линз. Они сложены кордиеритом (10–90 %), биотитом (5–10 %), кварцем (5–70 %), плагиоклазом (5–20 %), магнетитом, а также более поздним мусковит-тальк-хлоритовым агрегатом. Вмещающие породы в контактах с желваками приобретают свилеватый и узловатый облик.

Ювелирный кордиерит встречается преимущественно в виде желваков и линз, реже образует кристаллы призматического габитуса. Размер мономинеральных образцов кордиерита доходит до 8-12 см, иногда до 16 см в поперечнике. Его кристаллы имеют четко развитые грани призмы {100}, {110}, образцов {010} {001}. Большинство поражено И пинакоида мелкой трещиноватостью, ограничивающей размеры ювелирных монообластей до 1 см³.

Цвет кордиерита меняется от светло-голубого с фиолетовым оттенком до фиолетово-голубого и густо фиолетового. Интенсивность окраски самоцвета находится в прямой зависимости от содержания окисного и закисного железа и величины железистости. Так, в густо окрашенных образцах кордиерита содержание перечисленных компонентов в 2–3 раза выше, чем в светло окрашенных. Установлено также, что железистость кордиеритов хорошо коррелируется с общей железистостью вмещающих пород [Гилев, 1989].

Памирские месторождения кордиерита по размеру, чистоте и прозрачности ограночного материала аналогичны месторождениям ювелирного кордиерита Ориярви и Пиелавеси в Финляндии [Золотарев, Дюфур, 1995].

Как отмечает [Гилев, 1989] количество и качество кордиерита, как самоцвета, заметно понижаются по мере снижения степени метаморфизма вмещающих пород, а также – по мере увеличения уровня их мигматизации и гранитизации. Крупнейшими месторождениями кордиерита являются месторождения Джамиля, Кордиеритовое и Бель-Альма.

Пегматиты с драгоценными камнями, согласно классификации [Гинсбурга и др., 1978], относятся к типу переходному от редкометальных пегматитов

умеренных (средних) глубин к малоглубинным хрусталеносным. Они генетически связываются с шатпутскими гранитами [Дмитриев, 1983]. Их большая часть сосредоточена в сарыджилгинской свите, на южном крыле Шатпутской антиклинали и особенно на участке ее западного периклинального замыкания. Пегматитовыми месторождениями являются Мика и Малыш и еще порядка 15-18 жил, требующих дополнительной оценки.

Пегматиты [Дмитриев, 1983] с самоцветами разделяет на три морфогенетических типа. 1 – мощные зональные жилы, секущие по отношению к вмещающим породам; 2 – мелкие шлировидные и ветвящиеся жилы в дайкообразных шатпутских гранитов; 3 субсогласные слабо телах _ дифференцированные жилы в мраморах.

В строении дифференцированных пегматитов наиболее распространенными являются следующие зоны: гранитная, графическая, блоковая, альбитмусковитовая, альбит-лепидолитовая, кварц-мусковитовая и кварцевое ядро. Замещающие комплексы: кварц-мусковитовый, альбит-мусковитовый, альбитлепидолитовый.

Кристаллы самоцветов встречаются в полостях, которые по генетическим признакам разделяются на первичные и вторичные. Первичные полости, обычно, приурочены к раздувам жил. Они имеют изометричную, неправильную или элипсоидную форму. Парагенетическую ассоциацию самоцветов в этих пустотах составляют топаз, цветной и полихромный турмалин, воробьевит, ростерит, аквамарин, гамбергит, данбурит, морион, дымчатый кварц, амазонит. Перечисленные минералы находятся между собой в резко неравномерных количественных соотношениях.

Вторичные полости имеют удлиненную щелевидную форму. Они образуются вдоль тектонических трещин, пересекающих тела пегматитов. Характерным самоцветом этих полостей является скаполит в ассоциации с дымчатым кварцем и морионом. Формирование вторичных полостей не связано с образованием самих пегматитовых тел [Россовский и др., 1991], а обусловлено более поздними процессами, оторванными во времени от формирования

пегматитов с первичными полостями.

Пегматиты первого морфогенетического типа самые продуктивные. Они содержат преимущественно первичные пустоты, наряду с которыми встречаются и вторичные. В пегматитах второго типа встречаются только первичные полости, в которых содержатся кристаллы топаза, аквамарина, мориона. В пегматитах третьего типа присутствуют только вторичные пустоты.

Для месторождения Мика были подсчитаны запасы цветного турмалина категории С₂, утвержденные в ГКЗ СССР в 1991 году. Они составляют: цветного турмалина сырца для галтовки – 537 кг при среднем содержании 284 г/м³; турмалина сортового – 338.5 кг при среднем содержании 179 г/м³. Прогнозные ресурсы категории Р₁ цветного турмалина для галтовки – 4680 кг при среднем содержании 179 г/м³.

С 1978 по 1994 годы на месторождении попутно с разведкой было добыто: цветного турмалина – 200 кг, топаза – 7.1 кг, воробьевита – 0.6 кг, мориона – 16 кг, лепидолита – 10 кг.

Здесь же расположены и самые крупные месторождения ювелирного скаполита. Они представлены секущими и согласными жилами мономинерального скаполита, к раздувам которых приурочены полости, выполненные прозрачными кристаллами, крупнейшим месторождением которого является месторождение Черногорское.

Скаполит как ювелирный камень становится известным в Таджикистане с конца 70-х годов XX в., в связи с открытием Э.А. Дмитриевым и А.М. Скригителем ряда месторождений этого самоцвета. В связи с последним интересно отметить, что М.А. Бубновой [1993] при археологических раскопках поселения древних рудокопов Базар-Дара (X-XI в.в.), разрабатывавших группу был серебра, месторождений обнаружен бледно-розовый одноименных длиннопризматический кристалл скаполита со следами ювелирной обработки. Это поселение расположено на высоте 4500 м над уровнем моря, более чем в 100 км к ЮЗ от находок Э.А. Дмитриева и А.М. Скригителя. В изучении этих объектов, названных исследователей, Л.Н. помимо принимали участие

Россовский, С.А. Морозов, А.А. Золотарев, Б.Б. Сергуненков, а также геологи экспедиции "Памиркварцсамоцветы". Материалы упомянутых исследователей, наряду с данными автора использованы при составлении настоящего раздела.

В составе месторождений ювелирных скаполитов [Дмитриев и др. 1987; Литвиненко, 2005] рассматривает две группы объектов, приуроченных к различным по составу и генезису породам. Одну из них представляет скаполит, кристаллы которого формируются в первичных полостях, образующихся в телах мономинеральных скаполитовых жил. Вторую – скаполит, формирующийся во вторичных полостях, наложенных на редкометальные и керамические пегматиты. Полости в этом случае не связаны с пегматитовым процессом [Россовский и др., 1981]. Они образуются вдоль тектонических трещин, секущих тела пегматитов под воздействием высококонцентрированных хлорсодержащих растворов, в результате растворения локальных участков пегматитовых жил. Они залегают в кальцитовых мраморах с видимым согласием, а по своей специализации стоят ближе к керамическим пегматитам нежели к редкометальные, и связаны не с альпийскими, а с докембрийскими гранитоидами зорбурулюкского комплекса.

Месторождения и проявления скаполита, общей численностью более 10, приурочены к мраморам, кристаллическим сланцам и гнейсам сарыджилгинской свиты музкольской серии (PR₁) – породам амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фации метаморфизма. Особенностью состава перечисленных пород является присутствие в них скаполита в качестве породообразующего минерала.

Наиболее интересные объекты ювелирного скаполита представляют месторождение промышленного значения Черногорское и ряд более мелких: Скаполит –3, Леденцы, Верхнее, Перевальное, Сиреневое.

Полости с прозрачным скаполитом приурочены к жилам и прожилкам существенно скаполитового состава мощностью от 5 см до 2 м, протяженностью до 30 м. Жилы преимущественно согласные. Нередко они сопровождаются секущими апофизами в сторону вмещающих пород. Благодаря этому образуются

сложные согласно-секущие тела с раздувами и пережимами. Они сконцентрированы на площади 550х130 м, образуя подобие штокверка [Дмитриев, Скригитель, 1982].

Запасы месторождения Черногорское утверждены ГКЗ СССР в следующих цифрах: категория C₁+C₂ для скаполита-сырца – 3105 кг при среднем содержании 133 г/м³; для скаполита ограночного – 226 кг при среднем содержании 6.45 г/м³; для скаполита галтовочного – 255.2 кг [Скригитиль и др., 1991ф].

Прогнозные ресурсы, категории P₁ для скаполита-сырца – 930 кг, для ювелирного скаполита – 91.4 кг, для коллекционного материала – 152 кг.

За время разведки месторождения с 1978 по 1995 г.г. было добыто около 511 кг самоцвета, из которого материал ювелирного качества составил 39 кг. Максимальный вес медово-желтого скаполита составил 305 г.

Скаполиты из пегматитов в отличие от кристаллов из скаполитовых жил, окрашены только в сиреневый цвет интенсивной окраски. Кристаллы аналогичные по форме, но характеризуются несколько большим отношением длины к ширине (до 10:1 и более). Они содержат значительно меньше газовожидких включений. Многие из них несут следы растворения и регенерации.

Прозрачные скаполиты обоих типов месторождений по своему составу являются существенно натровыми. При этом кристаллы из скаполитовых жил отличаются от скаполитов из пегматитов несколько большим содержанием SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, Na₂O, Cl, и несколько меньшими – Al₂O₃ и CaO.

Кристаллизация прозрачного скаполита в скаполитовых жилах происходила при температуре примерно 180–200°, а во вторичных полостях – 250–350°С [Дмитриев, Скригитель, 1982]. По другим данным [Россовский и др., 1991] кристаллизация прозрачных скаполитов в пегматитах происходила при более высокой температуре – 440–350°.

Также обращает внимание тесная связь скаполитовых залежей и мономинеральных жил, содержащих полости с ювелирным скаполитом, с темными бескварцевыми, малокремнистыми, но высокожелезистыми и высокотитанистыми сланцами. Последние являются вмещающими породами для второй группы скаполитовых месторождений.

Кроме самоцветов, на рассматриваемой территории и в её ближайшем фанерозойском обрамлении, известны различные виды рудных полезных ископаемых. В Шатпутской антиклинали известно несколько геохимических аномалий золота и редких земель. В восточной части Сарымулинской известно редкометальное месторождение Ясногорское. антиклинали Оно относится [Ёров, Вольнов, 2006] к мелким-средним альбититовым месторождениям с убогими содержаниями тантало-ниобатов (Nb = 0.10-0.12 %, Y = 0.1 %, Та = 0.007 %). В составе руд установлены редкоземельные элементы (церий и лантан) от 0.01 до 3 % и цирконий до 1 %.

В нескольких километрах к северу от периклинального замыкания Шатпутской брахиантиклинали, в палеозое Северного Памира (Рисунок 3.2, Рисунок 3.3) находится коренное и россыпное месторождения золота – Рангкульское. Запасы месторождения подсчитаны по категориям C₁ и C₂ и утверждены в ГКЗ СССР. В нескольких десятках км к юго-западу от Сарымулинской антиклинали в терригенно-вулканогенных отложениях (P–J) находится крупное рудопроявление олова Бугучи-Джилга с содержанием металла от 0.2 до 1.5 %. Руды относятся [Ёров, Вольнов, 2006] к жильно-грейзеновому и скарнированному типу. Кроме Sn в них отмечается W, а в зоне экзоконтакта –Ag и Au. В 30 км к востоку от Бугучи-Джилги находится среднее по запасам месторождение олова Заречное. В нескольких километрах к югу от восточной рамки, приведенной карты (Рисунок 3.3), находится мелкое месторождение урана Фестивальное (Караджилга). Оно относится [Разыков и др., 2001] к уранмолибденитовой формации в альбититах и альбитизированных породах с браниерит-уранинитовым типом оруденения.

Из нерудных полезных ископаемых в обрамлении Музкол-Рангкульского антиклинория известны проявления ярко окрашенного агата, гипса и бокситов. Кроме того, эта территория обладает огромными запасами лечебного минеральноорганического вещества – мумиё, которое можно рассматривать как возобновляемый природный ресурс.

4 ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОГОРСКОЕ

4.1 Геологическое строение

Площадь месторождения составляет 360х110–180 метров (Рисунок 4.1). Оно сложено породами сарыджилгинской свиты, которая отличается обилием, до 50 %, мраморов доломитового и кальцитового состава, мощностью до 50–200 м, переслаивающихся с амфибол-пироксеновыми и скаполитовыми кальцифирами, гнейсами, сланцами и кварцитами. В разрезе свиты за пределами месторождения присутствуют также ортоамфиболиты, магнезиальные и известковые скарны. Сланцы имеют двуслюдяной, биотитовый, гранат-биотитовый, гранат-дистенбиотитовый, гранат-дистеновый и биотит-скаполитовый состав (Рисунок 3.4). На месторождении они не установлены.



Рисунок 4.1 Геологический план месторождения Черногорское.

1 – линзы с ювелирным скаполитом; 2 – амфиболиты; 3 – альбититы бедные тёмноцветными минералами; 4 – альбититы обогащённые тёмноцветными минералами; 5 – гарцбургиты; 6 – элементы залегания.

Вмещающие породы месторождения представлены двумя типами, имеющими субширотное простирание с падением на север под углами 60–75°. Мы их разделяем по цвету на темные и светлые (Рисунок 4.2).



Рисунок 4.2 Штуфы около 10 см в поперечнике:

а – гарцбургит; б – меланократовый амфиболит; в – мезократовый амфиболит; г – доломит (жёлтое)- альбитовая (белое) порода; д, е – альбититы.

I. Тёмные породы, в свою очередь, делятся на две генетические группы: магматическую и метасоматическую, которые имеют между собой согласные контакты.

1) Группа магматических пород – выявлена нами в северо-восточной части месторождения (Рисунок 4.1). Они имеют черный цвет и псевдослоистую текстуру, с мощностью слоев 5–7 см и общую мощность около 10 метров. Породы очень крепкие, плотные (3.29 г/см³), "звенящие" от удара молотком, среднезернистые, с сильным блеском. В шлифах выявлена порфировидная структура. Порфировидные кристаллы представлены неизмененным оливином; они слегка вытянутые, имеют размеры от 0.1 до 5 мм (Рисунок 4.3 а-е). Наблюдаются также скопления до 4 мм мелких (0.1 мм) гранулированных зерен оливина. В их центральных частях наблюдается пылевидная вкрапленность рудных минералов и крупные включения, представляющие собой сростки



Рисунок 4.3 Шлифы гарцбургитов:

а – зональные кристаллы оливина на фоне зеленой и хлоритовой массы; б – магнетит и герцинит в оливине; в – герцинит в массе оливина; г – кристалл зонального оливина; д – пентландит с включением герцинита в межзерновом пространстве оливинов; е – реликт энстатита (вверху) с включением магнетита, внизу оливин с включением магнетита и герцинита.

серпентина и рудного минерала (Рисунок 4.3 а-е). Оливин содержит 78 % минала форстерита и 22 % фаялита. Зерна оливина равномерно размещены на фоне бурого серпентинового агрегата. Серпентин является продуктом замещения пироксена и амфибола. В последнем содержание Fe, Mg, Ca и Na меняется в пределах нескольких процентов. Для него характерны повышенные содержания Na₂O – 4.7, Cr₂O₃ – 0.25 и NiO – 0.1 мас. % (Таблица 4.1). По периферии зерен оливина наблюдаются мелкие призмочки ромбического пироксена с железистостью около 20 %. В серпентиновой массе встречаются также мелкие чешуйки флогопита с железистостью 13 % (Таблица 4.1). Из акцессориев в составе породы установлены алюмо-хромистый магнетит, железо-хромистая шпинель, железосодержащий (до 9.1 мас. %) магнезит, ильменорутил, фторапатит, пентландит с 41.6 % NiO и 1.4 % CoO. По химическому составу рассматриваемая порода беднее титаном и кальцием, но значительно богаче магнием, чем лерцолиты кукуртского комплекса (Таблица 4.2). Высокое, более 50 %, содержание оливина в описываемой породе позволяет отнести ее к гарцбургиту, который не был известен в составе кукуртского комплекса.

2) Группа метасоматических темных пород – представлена также черной, слегка пористой породой с варьирующей плотностью 3.13-3.20 г/см³. Амфибол минералом является главным этой группы пород. Он образует длиннопризматические кристаллы длиной от 2 до 8 мм, плеохроирующие от изумрудно-зеленого до светло-зеленого цвета, $2V = -60^{\circ}$ (Рисунок 4.4 a-e), а также порфиробласты с волнистыми ограничениями (Рисунок 4.4 ж-м). В нем наблюдаются включения плагиоклаза, кальцита и рудных минералов, а также рудная «пыль». По химическому составу он близок к амфиболу гарцбургитов пород первой группы. Химический состав позволяет отнести его к гастингситу (Таблица 4.1).

Вторым по количеству является флогопит, образующий зерна размером до 5 мм. Его количество достигает 20 %. По химическому составу он отличается от слюды из гарцбургитов (Таблица 4.1).









ж









Рисунок 4.4 Шлифы амфиболитов:

а – альбит-роговообманковая порода с ильменитом (чёрное) и обилием титанита; б – увеличенный фрагмент фото (а). В титаните обильные, в альбите значительно меньшие количества твёрдых и газово-жидких включений; в – роговообманковый агрегат местами с обилием мельчайших рудных включений. Титанит тяготеет к альбитовым скоплениям; г – более крупнозернистых агрегат роговой обманки с пойкилобластами титанита (левый нижний угол) и редким альбитом; д – увеличенный фрагмент фото (г). В роговой обманке включения ильменита и титанита; е – роговообманковый агрегат с альбитом, содержащим его реликты; ж – разнозернистый агрегат роговой обманки с альбитом, содержащим его реликты; ж – разнозернистый агрегат роговой обманки с альбитом, титанитом, альбитом и кальцитом; и – альбит-роговообманковая порода со "скелетным" ильменитом; к – роговообманковый агрегат с обилием мелкого титанита, содержащего твёрдые включения; л, м – увеличенные фрагменты фото (г).

Третьим по количеству следует плагиоклаз, занимающий две позиции. Одна – в интерстициях и внутри роговой обманки – характеризуется одиночными зернами очень мелких размеров, доли мм (Рисунок 4.4 а, б). Вторая представляет мономинеральные скопления – агрегаты с резкими ограничениями, достигающие 0.5 см (Рисунок 4.4 е, з). В составе плагиоклаза содержится от 11 до 20 мол.% анортита, что соответствует олигоклазу (Таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Химический состав минералов из гарцбургитов (1,2,3,4,5), амфиболитов (6,7,8) и скаполитовых линз (9,10,11,12), в мас.%

Оксиды №п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	V_2O_3	P_2O_5	C1	F	NiO	Σ
								Оливин								
1	38,84	0,01	0,07	19,73	0,20	40,66	0,08	-	-	0,11	0,05	0,31	-	-	0,22	100,50
	Энстатит															
2	55,59	0,05	0,98	12,84	0,18	29,78	0,07	0,04	-	0,06	н.о.	н.о.	-	-	0,03	99,62
							Рого	вая обма	анка							
3	42,57	0,67	14,90	8,75	0,08	15,43	10,72	3,38	0,27	0,25	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	0,09	97,22
4	41,32	0,8	14,82	13,8	0,14	12,13	8,7	4,74	0,25	0,03	-	0,28	0,24	0,09	0,05	97,39
	Флогопит															
5	39,10	1,06	17,77	6,08	0,02	22,07	0,06	2,03	7,02	0,14	н.о.	н.о.	-	0,11	0,14	95,60
	Роговая обманка															
6	41,11	0,69	15,07	13,90	0,20	12,07	8,55	4,56	0,24	0,01	0,03	0,27	0,33	0,29	н.о.	97,32
	Флогопит															
7	37,34	2,23	15,93	10,67	-	18,09	0,17	1,50	7,34	0,03	0,05	0,44	0,11	0,27	н.о.	94,17
							П	лагиокла	เз							
8	67,79	0,07	21,12	0,10	-	0,03	2,36	10,65	0,03	0,02	0,02	0,21	-	-	-	102,40
								Альбит								
9	69,40	-	21,22	-	-	-	0,08	10,78	0,12	-	-	-	-	-	-	101,60
							Шестон	затый ск	аполит							
10	60,31	I	21,06	-	-	-	2,55	12,11	0,83	-	I	-	3,87	-	-	100,73
							¢	Флогопит	Г							
11	38,56	-	15,01	10,46	-	20,06	0,05	0,09	10,41	-	-	-	-	1,33	-	96,03
							Ν	Лусковит	ſ							
12	46,52	0,17	36,18	1,62	-	0,93	0,06	0,29	11,24	-	-	-	-	-	-	97,01

Продолжение Таблицы 4.1. Кристаллохимические формулы минералс

	Оливин рассчитан на 4 атома кислорода
1	$(Mg_{1.55}Fe_{0.42})_{1.97}[Si_{0.99}O_4]$
	Энстатит рассчитан на 6 атомов кислорода
2	$(Mg_{1.59}Fe_{0.38}Al_{0.03})_{2.01}[(Si_{1.99}Al_{0.01})_2O_6]$
	Роговая обманка рассчитана на 46 отрицательных зарядов
3	$(Ca_{1.64}Na_{0.94}K_{0.05})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_8O_{22}](OH_{1.98}F_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_8O_{22}](OH_{1.98}F_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}F_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}F_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{8}O_{22}](OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(Mg_{3.28}Fe_{1.04}Ti_{0.07}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Al_{0.52})_{4.95}[(Si_{6.08}Al_{1.92})_{2.63}(OH_{1.98}Fe_{0.02})_{2.63}(OH_$
4	$(Ca_{1.36}Na_{1.34}K_{0.05})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}[(Si_{6.02}Al_{1.98})_8O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}[(Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}[(Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}[(Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}](Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}](Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}](Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}](Si_{6.02}Al_{1.98})_{8}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.09}Mn_{0.02}Al_{0.67})_{5.1}](Si_{6.02}Al_{0.98})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.06}F_{0.02})_{2.75}(Mg_{2.64}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98})_{6}O_{22}](OH_{1.92}Cl_{0.98}Fe_{1.68}Ti_{0.98$
	Флогопит рассчитан на 22 отрицательных зарядов
5	$(K_{0.63}Na_{0.28})_{0.91} (Mg_{2.33}Fe_{0.36}Ti_{0.05}Cr_{0.01}Al_{0.15})_{2.9} [Al(Si_{2.77}Al_{0.23})_{3}O_{10}] (OH_{1.99}F_{0.01})_{2}$
	Роговая обманка
6	$(Ca_{1.33}Na_{1.29}K_{0.04})_{2.66} (Mg_{2.62}Fe_{1.69}Ti_{0.07}P_{0.03}Mn_{0.02}Al_{0.58})_5 [(Si_{5.99}Al_{2.01})_8O_{22}] (OH_{1.38}Cl_{0.33}F_{0.29})_2$
	Флогопит
7	$(K_{0.7}Na_{0.22}Ca_{0.01})_{0.93} (Mg_{2.01}Fe_{0.66}Ti_{0.12}P_{0.03}Al_{0.19})_{3.01} [Al(Si_{2.79}Al_{0.21})_{3}O_{10}] (OH_{1.96}F_{0.03}Cl_{0.01})_{2}$
	Плагиоклаз рассчитан на 8 атомов кислорода
8	$(Na_{0.89}Ca_{0.11})_1 [AlSi_{2.91}Al_{0.07}O_8]$
	Альбит
9	$(Na_{0.9} K_{0.01}Al_{0.08})_{0.99} [AlSi_3O_8]$
	Шестоватый скаполит рассчитан на 49 отрицательных зарядов
10	$(Na_{3.14}Ca_{0.36}K_{0.14})_{3.64} [Al_{3.32}Si_{8.07}O_{24}]Cl_{0.88}$
	Флогопит
11	$(K_{0.98}Na_{0.01})_{0.99} (Mg_{2.21}Fe_{0.65}Al_{0.14})_3 [Al(Si_{2.84}Al_{0.16})_3O_{10}] (OH_{1.84}F_{0.15}Cl_{0.01})_2$
	Мусковит
12	$(K_{0.93}Na_{0.04})_{0.97}$ (Fe_{0.09}Mg_{0.09}Ti_{0.01}Al_{1.81})_2[Al_{0.97}Si_{3.03}O_{10}](OH)_2

Примечание. Железо рассчитывалось на двухвалентное.

NºNº									Химич	еские в	омпоне	нты									Γ
П.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	Cr ₂ O ₃	S	Cl	Sr	Zr	Cu	Со	Ni	Zn	П.п.п.	Σ
										Гарц	бургиты										
1	45,55	0,73	6,66	14,02	0,16	26,15	4,17	1,42	0,27	0,21	0,11	0,04	0,35	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,02	-	100,08
2	38,63	0,98	6,76	19,89	0,19	25,87	4,58	1,94	0,54	0,31	0,07	0,06	-	0,02	0,01	-	0,01	0,11	0,01	0,03	100,02
3	43,6	2,6	7,3	12,46	0,17	16,1	11,9	1,9	1,2	0,34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	97,57
										Амф	иболиты										
4	44,00	4,59	14,52	14,65	0,47	7,62	9,53	2,92	0,34	0,60	0,23	0,20	0,22	0,04	0,03	0,06	-	-	-	-	100,02
5	46,79	1,36	13,08	11,14	0,04	6,30	11,31	7,18	0,17	0,41	1,26	0,56	0,16	0,02	0,01	0,04	0,04	-	-	-	100,40
6	39,40	3,77	14,94	14,87	0,19	7,44	14,85	2,75	0,37	0,74	-	0,02	0,35	0,18	0,03	0,01	-	-	0,02	-	99,91
7	38,41	3,48	9,84	20,82	0,16	8,91	11,36	2,20	1,54	0,66	1,64	0,14	0,37	0,06	0,03	0,05	-	0,25		-	99,67
8	38,57	5,16	12,75	17,46	0,21	6,39	12,98	2,53	0,69	0,86	-	0,02	-	0,23	0,04	0,01	0,01	-	0,01	2,04	99,99
9	40,22	6,36	12,49	19,79	0,23	6,56	9,56	2,96	0,74	0,70	0,01	0,05	-	0,05	0,03	-	0,01	0,01	0,01	0,19	99,99
10	40,04	5,06	11,35	18,22	0,23	7,21	12,44	2,6	0,81	0,68	-	0,02	-	0,11	0,03	0,01	0,01	-	0,01	1,13	99,98
11	41,54	3,98	19,02	8,26	0,21	2,37	10,73	4,86	2,45	0,52	0,001	0,13	0,45	0,53	0,09	0,002	0,001	0,001	0,03	4,01	99,18
12	40,51	5,19	12,59	15,32	0,19	6,95	13,89	2,22	0,68	0,64	0,01	0,65	0,31	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	1,12	100,44
										Аль	бититы										
13	47,71	1,40	18,71	1,35	0,03	1,68	13,97	6,67	0,83	0,69	-	0,03	-	0,03	0,01	-	-	-	-	6,89	100,00
14	46,12	1,39	17,56	1,92	0,05	3,12	13,98	6,19	1,76	0,29	-	0,03	-	0,03	0,01	-	-	-	-	7,53	99,98
15	47,19	1,42	18,55	1,38	0,03	1,87	14,08	6,71	0,95	0,60	-	0,03	-	0,03	0,01	-	-	-	-	7,13	99,98
16	39,42	1,06	14,73	1,24	0,05	1,18	23,04	5,58	0,52	0,37	-	0,04	-	0,04	0,01	-	-	-	-	12,73	100,01
17	29,30	1,60	9,01	3,99	0,11	9,68	22,80	4,80	0,37	0,30	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	-	-	0,01	0,01	17,73	99,92
18	38,00	1,21	12,30	3,50	0,09	6,51	16,60	6,97	0,14	0,41	0,03	0,24	0,04	0,38	0,01	-	-	0,01	0,01	13,58	100,06
19	37,50	1,50	9,98	3,62	0,12	9,01	18,20	5,85	0,11	0,15	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	-	-	-	0,01	13,78	100,00
										Скап	олититы	[
20	58,90	0,11	19,10	0,12	-	0,06	2,61	12,60	1,43	-	-	0,18	4,36	0,21	-	0,01	0,01	-	0,01	0,31	100,02
	Πατικ			No. 1	5				0 1	1 - 0	57	10 1	7 11		02	0.01	1 1 1	7	T]	

Таблица 4.2 – Химический состав вмещающих пород месторождения Черногорское, в мас.%

Примечание. В №№ 1 и 5 породах установлены V до 0.21 и 0.57, а в 12, 17 и 11 по 0.02 и 0.01; в 1,11 и 7 породах Ва соответственно 0.03, 1.25 и 0.09 а 2,9,10,12 и 8 по 0.01 и 0.02; в 8,9,10,11,12 и 20 Nb соответственно по 0.01; в 18, 20 и 19 W соответственно 0.03 и 0.04 в 11 Rb-0.003, Y-0.007, Pb-0.04, и As-<0.001 мас.%. Анализы пород выполнены в ГЕОХИ И. А. Рощиной и ИГЕМ А. И. Якушев рентгенофлуоресцентным методом. 3 – лерцолиты по Э. А. Дмитриеву (1978). (-) – не определялось.

По химическому составу эта группа соответствует ультраосновным магматическим породам (Таблица 4.1). Возможно, они имеют метасоматическое происхождение. Ниже они будут именоваться амфиболитами.

По М.С. Дюфуру и др. [1994], вмещающими породами Черногорского месторождения являются кварцсодержащие роговообманковые кристаллические сланцы с плагиоклазом 25–30 мол.% анортита, которые в южной части сменяются слюдисто-гранат-кианитовыми сланцами. По нашим данным, эти породы в контур месторождения не входят.

II. Второй тип пород представлен светлыми разновидностями, занимающими секущее положение по отношению к черным амфиболитам. Геологи экспедиции "Памиркварцсамоцветы" разделили светлые породы на две группы. Мы с этим разделением не согласны. Оно построено на содержаниях того или иного количества тёмноцветных. Эти вариации настолько не устойчивы, что их подсчитать невозможно. В одном штуфе наблюдается с одной стороны 95 % альбита, с другой – 70 %, в нескольких сантиметрах это соотношение опять поменяется.

1) Первая сложена альбититами, [Одинаев, 2019] которые образуют три крупных тела сложной формы в центре месторождения, а вторая – амфиболсодержащими альбититами – два тела на западном и восточном флангах (Рисунок 4.1).

Они имеют белый, кремовый, светло-желтый или светло-серый цвет. Чаще всего наблюдаются породы белого цвета. Главным минералом является альбит (0– 5 мол.% анортита), формирующий агрегаты среднезернистой, гранобластовой структуры. В них встречаются участки с массивной, полосчатой и вкрапленной текстурами. Зерна альбита полисинтетически сдвойникованы по альбитовому и аклиновому законам. В интерстициях альбита отмечаются небольшие скопления скаполита.

В альбититах часто наблюдаются включения рутила, титанита, флогопита, кальцита, доломита, роговой обманки, которые могут достигать 3 см в поперечнике. Эти минералы имеют породообразующее значение, образуя мелкую

вкрапленность или крупные агрегаты на фоне гранобластовых зерен альбита (Рисунок 4.5 а-г). Акцессорные минералы представлены кальцитом с примесью MgO до 1.6 %, апатитом, ильменитом, магнетитом и др.















Рисунок 4.5 Различные моменты замещения альбитом тёмноцветных и рудных минералов:

а – замещение альбитом флогопита. В альбите мелкие тёмные реликты первичных минералов. Во флогопите вытянутые, линзовидные зерна титанита. В нижней части фото видна пластическая деформация флогопита (изогнутая спайность) рутилом; б – увеличенный фрагмент фото (а); в – крупное зерно флогопита в альбитите с крупным пойкилобластом рутила, также содержащего включение плагиоклаза; г – альбитит с зёрнами титанита (правый верхний угол) и рутила (левый нижний угол); д – альбитит гранобластовой структуры с мелкими реликтами первичных минералов. В центре хлорит и рутил окатанной формы; е – увеличенный фрагмент фото (д); ж – редкие карбонаты в альбитите (начало карбонатизации) с обилием реликтов минералов и газово-жидких включений; з – увеличенный фрагмент фото (ж); и – замещение альбитом флогопита с реликтами титанита и ростом рутила; к – альбититовый агрегат с мелкими реликтами и крупными зёрнами рутила различной формы.

Альбит замещает темноцветные силикаты: роговую обманку и флогопит, а также, вероятно, рудные (Рисунок 4.5 д-к).

В альбититах встречаются пустоты до 3 см в поперечнике. Их стенки инкрустированы длиннопризматическими кристаллами альбита длиной до 4 и шириной до 1.5 см.

Химический состав этих пород приведен в Таблица 4.2. Высокое содержания CaO от 14 до 23 мас.% связано с заметным количеством кальцита, доломита, титанита, роговой обманки и апатита.

Контакты альбититов с амфиболитами резкие и волнистые. Их тела хорошо заметны на тёмном фоне амфиболитов (Рисунок 4.6).



Рисунок 4.6 Контакт чёрных и светлых пород в центральной части месторождения вблизи северного края.

1 – амфиболиты; 2 – альбититы.

2) Наряду с альбититами [Литвиненко, Одинаев, 2019; Одинаев, 2019] на месторождении и его флангах наблюдаются многочисленные секущие и согласные карбонатные тела. Они имеют разнообразную форму: линзы, прослои, пятна, порфиробласты (Рисунок 4.7). Их крупные обособления похожи на крупнозернистые мраморы. При геологических съёмках крупного масштаба они ошибочно картировались как мелкие тела мраморов. В габброидах на левом борту р. Зорбурулюк также встречаются аналогичные образования, рассматриваемые геологами-поисковиками (неопубликованные материалы) и как ксенолиты мраморов, и как карбонатиты. Как первые представления о природе данных вторые являются ошибочными. Генезис ЭТИХ пород, так И пород метасоматический. Они отчётливо замещают все минеральные ассоциации Черногорское месторождения и его флангов. Эти соотношения, минеральный и химический состав будут показаны ниже. Автор диагностирует их как метасоматические карбонатиты.



Рисунок 4.7 Карта размещения метасоматических карбонатитов в междуручье Кукурт– Зорбурулюк. Составлена на основе геологической карты Кукуртского камнесамоцветного узла масштаба 1: 25 000 [Круглов и др., 2003ф].

1 – рыхлые четвертичные; 2–6 – метаморфические породы сарыджилгинской свиты (PR₁sr): 2 – мраморы; 3 – биотит-амфиболитовые сланцы; 4 – гранат-кианит-биотитовые, гранатсиллиманит-кианитовые, гранат-ставролит-кианитовые сланцы; 5 – гранат-биотитовые, гранат двуслюдяные сланцы; 6 – кварциты со слюдами; 7 – гранитоиды (К₂– ₽₁) шатпутского комплекса; 8–9 – кукуртский комплекс (PR₃): 8 – габброиды; 9 – гарцбургиты; 10 – зоны дробления; 11 – окварцевание; 12 – метасоматиты диопсид-амфибол-полевошпатового состава с титанитом; 13 – метасоматические карбонатиты; 14 – пегматиты вне масштаба; 15 – надвиг; 16 – проявление скаполитовой минерализации; 17 – месторождение скаполита Черногорское. Метасоматические карбонатиты распространены по всей площади и далеко за контуром месторождения Черногорское. Рассматриваемые горные породы локализованы в полосе от западного фланга месторождения (правый борт р. Кукурт) через водораздел рек Кукурт–Зорбурулюк, занимая часть левого склона долины р. Зорбурулюк. Они приурочены к массивам габброидов, которые образуют вокруг Черногорского месторождения полудугу (Рисунок 4.7). Они также широко развиты в амфиболитах, вмещающих габброиды (Рисунок 4.7). Количество габброидных тел больше 10. Данный участок является самым крупным обнажением габброидов в Шатпутской антиклинали. Его площадь составляет около 3.6 х 0.4 км. Образование магматических пород, вероятно, контролируется крупным разломом – надвигом. Отдельные тела габброиды имеют линзовидную, вытянутую форму длиной до 1 и шириной до 0.3 км (Рисунок 4.8).



Рисунок 4.8 Фрагменты метасоматических карбонатитовых тел:

а – с крупными кристаллами титанита; б – дайкообразное тело метасоматических карбонатитов с большим количеством реликтов альбита и роговой обманки (второй карьер).

Тела метасоматических карбонатитов имеют относительно небольшие размеры: мощность – 0.2–1, иногда до 5 м и протяжённость – 0.5–15 редко до 250 метров. Они имеют относительно высокую плотность размещения, формируя ореолы вокруг габброидов (Рисунок 4.7). Они занимают субсогласное или секущее положение к вмещающим породам, с нечёткими, слабо волнистыми контактами. Их вмещают габброиды, крупнокристаллические амфиболиты (альбит-флогопит-роговообманкового состава) и альбититы (Рисунок 4.8).

В составе карбонатитовых тел доминирует белый кальцит. В нём неравномерно размещён доломит жёлтого цвета, обусловленным примесью железа. Его индивиды достигают 2 см в поперечнике, а агрегаты до 10х5 см (Рисунок 4.9).



Рисунок 4.9 Штуфы различных стадий образования карбонатов:

а – начало замещения альбитита (редкие карбонаты); б – сильно изменённый альбитит с обилием карбонатов; в – карбонатная порода с редкими реликтами силикатов, с рутилом без титанита; г – карбонатная порода с ещё более редкими реликтами силикатов, с титанитом и редким рутилом.

В карбонатитах наблюдается участки сплошного доломита, среди которого есть мелкие, разнообразной формы включение кальцита и полуокатанные зёрна акцессорного циркона (Рисунок 4.10). Среди карбонатов располагаются крупные порфиробласты рутила, ильменорутила, ильменита, титанита, светло-сиреневого скаполита, альбита, флогопита, циркона, хлорита (клинохлора), турмалина и других минералов (Таблица 4.3). Самыми крупными по размеру в составе линз являются флогопит (до 20 см по спайности и до 5 см поперёк) и минералы титана. На восточном фланге месторождения [Литвиненко, Одинаев, 2019] в их составе доминирует рутил, а на западном – титанит. Их размеры могут достигать 8 см в поперечнике (Рисунок 4.9).



Рисунок 4.10 Соотношение зерен кальцита и доломита с вкраплениями полуокатенных зерен циркон (Изображение в режиме BSE).

Окс. № п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZrO ₂	HfO ₂	Σ	n		
						Цирко	ЭН								
1	32,23	-	-	-	-	-	0,4	-	-	65,49	1,11	99,23	2		
	Хлорит														
2	27,77	0,09	18,66	21,2	0,08	18,89	0,1	-	-	-	-	86,7	2		
	Альбит														
3	67,9	-	19,93	0,12	0,06	-	0,49	11,50	-	-	-	100	6		
						Флогог	ПИТ								
11	42,79	3,35	13,18	8,92	0,07	21,99	-	0,45	8,98	-	-	99,73	4		
						Скапол	ТИТ								
14	57,53	-	21,9	-	-	-	5,25	11,03	0,18	-	-	95,89	5		

Таблица 4.3 – Химический состав минералов карбонатных пород, в мас.%

Примечание. – неопределённо. Анализы выполнены электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JCXA-733, аналитиком Паутовым Л. А. Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана.
Содержание карбонатов в метасоматических карбонатитах варьирует от 70 до 98 %. Различные соотношения карбонатов с первичными, реликтовыми минералами демонстрируются рисунками (Рисунок 4.11-Рисунок 4.14).



Рисунок 4.11 Различные эпизоды замещения первичных минералов карбонатами:

а – карбонат-роговообманковый агрегат; б, в, г – карбонаты с обилием включений замещают роговую обманку; д, е – карбонаты (кальцит) с обилием твёрдых и газово-жидких включений.



Рисунок 4.12 Различные эпизоды замещения первичных минералов карбонатами:

a – карбонат с обилием мельчайших твёрдых и газово-жидких включений замещает альбит и флогопит; б – увеличенный фрагмент фото (а); в, г, д, е – различные фрагменты замещения карбонами флогопита, альбита и рудных минералов.



Рисунок 4.13 Самый поздний процесс замещения карбонатами альбит-роговообманковых пород:

а – редкие карбонаты в альбититах; б – доминирование карбонатов; в, г, д, е – в массе карбонатов реликты альбита, флогопита, рудных минералов и апатита.



e





Μ

Рисунок 4.14 Различные эпизоды замещения карбонатами ранних минералов: а – агрегат карбоната с реликтами альбита; б – карбонаты с турмалином и альбитом; в, г, д, е – реликты флогопита и рутила в карбонатах; ж – карбонат с альбитом и мелкими реликтами биотита и рутила; з – то же с альбитом и рутилом; и – крупный реликт зонального турмалина; к, л, м – карбонаты, замещающие альбит, флогопит, игольчатый рутил и ильменит.

В главном минерале метасоматических карбонатитов – кальците установлены невысокие содержания MgO до 2.1, FeO до 1.4, SrO до 0.2 и BaO до 0.3 и Y – 0.02 мас.%. Второй по значению – доломит содержит повышенные количества FeO до 3.9 (это является причиной его тёмно-жёлтого цвета), SrO и BaO, соответственно, до 0.2 мас.%. Оба карбоната содержат повышенные количества MnO до 0.4 мас.%.

Таблица 4.4 – Химический состав кальцита и доломита из карбонатных линз, в мас.%

Окс. № п.п.	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	BaO	Σ
			Калн	ьцит			
1	0,45	52,72	0,15	0,6	-	-	53,93
2	0,44	50,67	0,42	0,49	-	-	52,02
3	0,42	51,75	0,32	0,52	0,23	0,32	53,57
4	2,11	48,33	0,23	1,36	-	-	52,03
			Доло	ОМИТ			
5	17,55	28,74	0,27	2,83	-	-	49,39
6	17,35	28,7	0,38	3,85	0,09	-	50,36
7	17,81	29,06	0,37	3,88	0,13	0,2	51,45
8	18,21	28,72	0,21	3,16	0,24	-	50,54
9	17,6	29,49	0,35	3,72	-	-	51,16

Примечание. Анализы выполнены электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JCXA-733, аналитиком Паутовым Л.А. Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана.

Методом ICP-MS в кальците дополнительно определены, в мг/кг: Fe – 12650, Zn – 4, Ti – 773, V – 2.35, Cr – 65.8, Mn – 64.7, Co – 1.06, Ni – 9.84, Cu – 13.2, Zr – 8.04, Ba – 20.3, La – 1.95, Ce – 4.64, Nd – 2.1, Pb – 1.69, U – 1.4.

В составе карбонатитов особого внимания заслуживает ильменорутил, отобранный из образца на Рисунок 4.9 в. В нём содержится более 11 мас.% суммы редких земель и 1.75 мас.% V_2O_3 (Таблица 4.5). Химический состав титанита рентгенофлюоресцентным методом показал, что минерал содержит группу оксидов изоморфных элементов: Nb₂O₅ – 0.18, ZrO₂ – 0.16, ThO₂ – 0.05, Y₂O₃ – 0.21, CeO₂ – 0.17, Gd₂O₃ – 0.05, Nd₂O₃ – 0.19, Sm₂O₃ – 0.07, SnO₂ – 0.17, WO₃ –

0.017 мас.%. Рутил содержит меньшее количество изоморфных элементов: $Nb_2O_5 - 0.29$, $ZrO_2 - 0.06$ мас.%.

Таблица 4.5 – Химический состав ильменорутила, ильменита и рутила, отобранных из образца карбонатита на рисунке 4.9в и титанита из амфиболитов, в мас.%

Окс. №п.п.	TiO ₂	FeO	MnO	CaO	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	V_2O_3	Yb ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Σ		
					Ильме	норутил							
1	54,46	25,97	-	0,36	4,54	4,08	3,15	1,71	0,6	-	94,87		
2	54,45	26	-	0,28	3,09	3,95	3,75	1,44	-	-	92,96		
3	55,06	25,58	-	0,4	3,64	4,32	2,05	1,75	0,41	-	93,21		
Ильменит													
4	50,17	45,24	0,81	0,25	-	-	-	-	-	0,19	96,66		
					Ру	тил							
5	98,23	0,81	-	-	-	-	-	-	-	0,2	99,24		
					Тит	анит							
6	37,85	0,36	0,04	28,67	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,15		

Примечание. В титаните установлены: $SiO_2 - 30.04$, $Al_2O_3 - 1.52$, MgO - 0.01, Na₂O - 0.03, $Cr_2O_3 - 0.08$, $P_2O_5 - 0.18$, F - 0.31, CoO - 0.02, NiO - 0.05 мас.%. Анализы выполнены электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JCXA-733, аналитиком Паутовым Л.А. Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана.

Исследуемый рутил своими крупными размерами и ассоциацией с альбитом напоминает одноимённый минерал с рудопроявлений Вез-Дара, Юго-Западный Памир [Литвиненко, 1995].

Методом ICP-MS установлены элементы-примеси в титаните, в мг/кг: Zn – 328, Sc – 5.91, V – 649, Cr – 138, Mn – 200, Co – 1.38, Ni – 1.89, Cu – 31.9, Ga – 11.5, As – 7.48, Se – 9.03, Sr – 59.3, Ba – 354, La – 237, Pr – 239, Eu – 88.9, Tb – 61.4, Dy – 398, Ho – 62.8, Er – 183, Tm – 21, Yb – 130, Lu – 9.62, Hf – 10.9, Ta – 63.8, Pb – 5.42, U – 97.2; в рутиле: Fe – 11810, Zn – 24, Sc – 5.76, Ti – 1137, V – 2.07, Cr – 57.8, Mn – 1176, Co – 1.63, Ni – 6.27, Cu – 6.35, Se – <2.40, Sr – 556, Y – 128, Ba – 29.6, La – 51.2, Ce – 121, Pr – 12.9, Nd – 58, Sm – 13.1, Eu – 2.9, Gd – 16.1, Tb – 2.40, Dy – 17.1, Ho – 3.63, Er – 13.4, Tm – 1.94, Yb – 15.2, Lu – 2.21, Pb – 4.99. Анализы выполнены в лаборатории Института минералогии УрО РАН, Миасс, Челябинск, аналитик Филиппова К.А.

Как упоминалось выше, метасоматические карбонатиты структурой и формой тел похожи на мраморы (Рисунок 4.15), возникшие по известнякам. Кроме того, представленные породы, в связи с пространственной близостью к ультрабазитам и габброидам, очень напоминают гидротермальные карбонатиты.



Рисунок 4.15 Замещение альбититов карбонатами: a – слабое замещение; б – более интенсивное.

Секущее положение карбонатитов по отношению ко всем породам месторождения свидетельствует об их самом молодом возрасте. Зёрна карбонатов наблюдаются как в виде отдельных индивидов среди всех породных комплексов – зарождение (Рисунок 4.9 а), так и в виде агрегатов размером до многих десятков сантиметров в поперечнике, образование которых обусловлено интеграцией многочисленных кристаллов (Рисунок 4.9 б-г). Это количественное различие может быть определено как направленная последовательность в их образовании: от зарождения 1 зерна, группы зёрен до образования, обособленных тел. Оно проявляется в смене минеральных ассоциаций (Рисунок 4.9 а-г). В шлифах и штуфах отчётливо наблюдается замещение кальцитом и доломитом силикатных минералов (роговой обманки, флогопита, альбита, скаполита), среди которых содержатся значительные количества титанита, рутила и других. При этом некоторые замещённые минералы претерпевают перекристаллизацию образованием крупных и гигантских порфиробластов размером до 20 см в поперечнике (Рисунок 4.9 б-г).

Последовательность образования карбонатитов и силикатных пород месторождения может быть представлена следующей схемой:

1-й этап метаморфизма (докембрий) – формирование протопород: гарцбургитов, габброидов и нефелиновых сиенитов кукуртского комплекса (PR₃). При их гидратации образуются амфиболиты (средний плагиоклаз, флогопит, роговая обманка) и альбититы.

2-й этап метаморфизма (альпийский): первая стадия минералообразования протекала с повышением температуры и привносом натрия. Породы превратились в альбитсодержащий амфиболит. Во вторую стадию, при гидратации и привносе хлора в альбититах образовались скаполитовые зоны с полостями. Третья стадия связана с интенсивным привносом CO₂, благодаря которой возникают индивиды карбонатов, и в конце образуются карбонатитовые линзы кальцит-доломитового состава с перекристаллизованными кристаллами рутила, титанита, флогопита, скаполита и альбита. Этой стадией завершились процессы эндогенного минералообразования.

Рассматриваемые карбонатные породы очень похожи на гидротермальные карбонатиты из известных магматических карбонатитовых на территории Российской Федерации. По геологическому положению, минеральному и химическому составу их можно отнести к кальцит-доломитовой стадии плутонического типа карбонатитов, выделяемых [Фролов и др., 2003].

Образование метасоматических карбонатитов (Рисунок 4.15) является конечной стадией эндогенного процесса, проявленного в виде карбонатизации, которая интенсивно проявилась на площади месторождения Черногорское.

4.2 Особенности минерального состава пород

Главным породообразующим минералом является **роговая обманка**. Она присутствует во всех породных комплексах. Она чёрного цвета, образует призматические кристаллы. В шлифах имеет сильную интерференционную окраску от ярко- до бледно-зелёного цвета. Редко наблюдаются реликты пироксена (неопределённого состава). Роговая обманка относится к щелочной разновидности: до 2.4 мас.% К₂О и 3.4 мас.% Na₂O (Таблица 4.6).

81

Вторым по количеству следует **чёрная слюда**. По составу она представлена в одних ассоциациях биотитом в других флогопитом. Визуально они не различаются (Таблица 4.6). Иногда наблюдается мусковитизация и хлоритизация биотита.

Третьим по значению следует кислый плагиоклаз (альбит). Иногда отмечаются слабо зональные, с более основным центром плагиоклазы, но всё равно кислого состава. Альбит замещает роговую обманку и чёрные слюды (Рисунок 4.16 а, б). Вариации его составов представлены в Таблица 4.6.

Четвёртое место занимает скаполит кислого состава (Таблица 4.6). Различаются две генерации скаполита: первая встречается в породах (Рисунок 4.16 а, б) и по стенкам альбитовых жил (Рисунок 4.16 в), вторая наблюдается в пустотах и представлена цветными ювелирными кристаллами (Рисунок 4.17 а).

Обособленное место в минералогии месторождения занимают оливин и энстатит. Они приурочены к дайке гарцбургитов, главным минералом которых является оливин. С ним в паре следует энстатит с железистостью около 20 %, состоящего на 80 % из энстатита и 20 % ферросилита. Они подробно описаны в разделе 4.1 Геологическое строение месторождения.







Рисунок 4.16 Замещение темноцветных минералов альбитом и скаполитом в шлифе амфиболитов (а, б), и друза шестоватых белых и сиреневых кристаллов скаполита со стенки пустоты (в).

Содалит и нефелин обнаружены автором во второй группе пород [Литвиненко и др., 2019; Одинаев, 2019] с мезократовой окраской (Рисунок 4.17 a). Петрохимический состав её представлен в Таблица 4.2. Содалит диагностирован в шлифах. Он установлен на всей площади месторождения. Мы его фиксировали в одном из десяти шлифов. Чаще всего он наблюдается в центральной части месторождения, во втором карьере (Рисунок 4.17 г). Вмещают минерал амфиболиты. В их светлых участках, сложенных альбитом, установлен серый, ближе к тёмному содалит (Рисунок 4.17 а). По цвету и блеску он похож на плагиоклаз и скаполит, содержащие обильные включения. Его размеры не превышают 1.5 см в поперечнике. Полученные нами межплоскостные расстояния имеют следующие значения: 6.71(35), 3.97(15), 3.63(100), 2.81(10), 2.57(17), 2.37(20), 1.99(7), 1.89(10). В шлифах содалит контактирует с нефелином, альбитом, мелкими зернами граната, роговой обманкой, титанитом и кальцитом (Рисунок 4.17 б, в, г). Вблизи содалита с нефелином (за пределами шлифов) наблюдается калиевый полевой шпат (Таблица 4.7).

Окс. №п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	Cl	F	CoO	NiO	Σ
								Оливі	ИН	I					I	I	
1 ^r	39,04	0,07	-	20	0,24	41,14	-	0,01	0,02	0,04	н.о.	0,48	-	-	0,08	0,23	101,36
2 ^r	39,04	0,03	0,06	20,41	0,34	40,9	0,06	0,01	-	0,02	н.о.	0,49	0,03	-	0,09	0,23	101,7
3 ^r	38,76	-	0,03	19,32	0,33	39,65	0,2	-	-	0,1	н.о.	0,3	0,02	0,18	0,08	0,31	99,29
4 ^r	37,8	0,08	0,17	20,07	0,24	37,53	0,1	0,02	-	-	н.о.	0,38	-	0,02	0,1	0,25	96,76
5ам	38,45	-	-	19	0,25	40,95	0,15	0,04	0,01	0,08	0,01	0,23	0,01	0,08	0,03	0,24	99,54
6ам	38,84	-	0,07	19,73	0,2	40,66	0,08	0,02	0,01	0,11	0,05	0,31	-	-	-	0,23	100,32
7ам	38,2	0,01	0,14	18,76	0,22	40,45	0,13	0,07	0,04	0,01	-	0,25	0,03	0,16	0,04	0,23	98,74
							Пир	оксен (Э	нстати	г)							
8 ^r	53,78	0,04	2,92	12,7	0,23	27,81	0,23	0,04	-	-	н.о.	0,44	-	0,07	0,06	0,1	98,41
9 ^r	53,78	0,02	1,63	11,19	0,24	27,55	0,83	0,03	0,01	0,02	н.о.	0,28	0,01	-	0,08	0,06	95,73
10 ^г	55,79	0,29	0,61	13,14	0,34	29,26	1,09	0,03	-	0,03	н.о.	0,36	0,03	-	0,07	0,03	101,08
11 ^r	56,05	0,01	0,3	12,85	0,33	30,07	0,1	0,01	0,01	0,06	н.о.	0,38	0,01	0,01	0,07	0,02	100,27
12ам	55,21	0,04	0,57	12,73	0,23	30,02	0,16	0,02	0,03	0,03	-	0,14	-	-	0,07	0,04	99,29
13ам	55,08	-	0,55	12,49	0,27	30,1	0,28	-	0,02	-	0,05	0,27	0,01	0,46	-	0,08	99,66
14ам	56,64	0,17	0,21	12,87	0,34	30,35	1	0,05	0,01	-	-	-	-	-	-	-	101,64
			-	-		-	Po	говая об	бманка		-	-					
15 ^r	47,71	0,61	8,63	8,67	0,15	18,67	9,22	2,11	0,14	0,03	н.о.	0,54	0,28	-	0,06	0,08	96,92
16 ^r	41,59	0,71	14,29	8,74	0,06	15,89	10,54	3,44	0,27	0,13	н.о.	0,23	0,72	0,31	0,07	0,11	97,1
17 ^r	41,41	0,72	13,69	9,32	0,09	15,14	11,35	3,28	0,16	0,22	н.о.	0,34	0,46	0,14	0,06	0,12	96,49
18 ^r	40,41	0,73	15,99	9,71	0,03	14,61	10,92	3,03	0,33	0,23	н.о.	0,3	0,59	-	0,03	0,18	97,1
19ам	53,13	0,26	3,57	10,6	0,11	16,78	12,03	0,83	0,14	-	н.о.	0,19	0,09	0,13	0,04	0,02	97,89
20ам	43,96	0,93	11,45	14,28	0,2	12,14	10,63	2,53	0,6	0,04	н.о.	0,27	0,23	-	0,09	0,04	97,37
21ам	43,47	1,08	10,33	16,69	0,36	11,87	11,6	2,67	0,68	-	н.о.	0,34	0,15	0,21	0,06	0,06	99,55
22ам	42,28	1,14	11,01	18,06	0,31	10,63	11,58	2,61	0,94	0,04	н.о.	0,31	0,47	0,18	0,06	0,06	99,67
23ам	38,29	0,98	16,74	24,29	0,56	6,69	9,94	3,12	2,4	0,11	н.о.	0,11	0,08	0,27	0,05	0,03	103,65
								Флогог	ит	1	1	1	1	1	r	r	
24 ^r	38,52	1,1	17,24	6,34	0,08	22,08	0,16	1,76	6,4	0,1	н.о.	0,38	0,3	0,05	0,04	0,13	94,68
25 ^r	38,66	1,16	17,46	6,27	-	22,32	0,05	2,07	7,12	0,08	н.о.	0,53	0,25	0,17	0,03	0,21	96,37

Таблица 4.6 – Химический состав минералов из гарцбургитов, амфиболитов и альбититов, в мас.%

Окс.	SiO	TiO	Al ₂ O ₂	FeO	MnO	ΜσΟ	CaO	Na ₂ O	K20	Cr_2O_2	V ₂ O ₅	P2O5	CI	F	CoO	NiO	Σ
№п.п.	5102	1102	111203	100	MIC	MgO	CaO	11420	R 20	01203	1205	1205	CI	•	000	1110	
26 ^г	38,77	1,19	17,08	6,21	-	22,8	0,06	1,89	6,74	0,02	н.о.	0,35	0,2	-	0,11	0,25	95,67
27 ^г	39,5	0,96	15,66	6,01	0,04	22,17	0,06	1,86	7,07	-	н.о.	0,29	0,24	0,08	0,03	0,09	94,07
28ам	38,25	2,62	13,12	11,99	0,05	18,07	0,19	0,47	8,92	-	н.о.	0,34	0,15	0,73	0,04	0,04	95
29ам	38,38	2,7	12,67	11,48	0,05	17,5	0,06	0,41	8,88	-	н.о.	0,05	0,28	0,09	0,06	0,04	92,66
30ам	37,28	2,27	16,04	10,34	0,09	18,22	-	1,61	7,37	0,05	-	0,24	0,08	-	0,07	0,02	93,67
31ам	37,54	1,89	16,92	9,77	0,08	19,11	0,42	2,36	5,3	-	0,01	0,35	0,05	0,27	0,06	0,04	94,14
32ам	39,69	2,6	14,37	8,94	0,02	19,2	0,22	0,46	7,98	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	0,39	н.о.	0,02	93,88
33ал	40,38	3,05	12,25	7,97	-	20,72	-	0,4	8,97	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	93,74
34 ^{ал}	42,79	3,35	13,18	8,92	0,07	21,99	-	0,45	8,98	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,73
35 ^{ал}	37,01	2,25	16,3	8,33	-	18,69	0,35	0,45	8,8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	92,18
								Биоти	IT								
36ªм	37,1	2,66	15,2	17,74	0,05	16,22	0,25	0,12	8,18	0,06	н.о.	0,14	0,32	0,23	0,07	0,11	98,44
37ªм	36,7	2,72	15,06	17,65	0,07	15,98	0,62	0,19	7,18	0,07	н.о.	0,14	0,29	0,17	-	0,06	96,9
38ам	37,48	3,03	15,37	17,67	0,06	15,65	0,09	0,13	9,34	0,39	н.о.	0,2	0,35	0,18	0,04	0,08	100,06
39ам	35,3	3,53	13,11	17,74	0,14	12,42	0,13	0,33	8,88	-	-	-	-	-	-	-	91,58
40ам	36,88	3,35	13,82	18,28	0,08	13,38	0,29	0,22	8,45	0,07	-	-	-	-	-	-	94,81
41ªм	36,79	3,18	14,23	18,54	0,1	13,53	0,09	0,28	8,77	0,04	-	-	-	-	-	-	95,54
42ам	37,05	3,45	14,52	18,45	0,07	13,58	0,07	0,32	8,46	0,1	-	-	-	-	-	-	96,08
								Альби	IT								
43ªм	67,91	-	19,62	0,15	0,09	0,01	0,94	11,73	0,01	0,05	-	-	-	-	-	-	100,51
44 ^{ал}	68,32	-	19,67	-	-	-	0,29	11,38	0,07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,73
45 ^{ал}	67,44	-	19,83	-	0,17	-	0,51	11,34	0,07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,36
46 ^{ал}	60,75	-	18,87	-	-	-	1,82	12,01	1,2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	94,65
								Плагион	слаз								
47 ^{ам}	64,3	0,01	22,37	0,15	-	0,01	3,28	9,55	0,23	-	н.о.	0,25	0,01	0,02	0,07	0,05	100,3
48 ^{ам}	65,36	-	21,77	0,13	-	-	2,43	10,31	0,27	0,02	н.о.	0,31	-	0,05	0,04	0,02	100,71
49 ^{ал}	62,23	-	22,16	0,05	-	0,01	2,67	13,07	0,49	-	н.о.	н.о.	н.о.	0,06	н.о.	-	100,75
50ал	63,33	-	22	0,09	-	0,02	2,34	12,82	1,24	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	-	н.о.	-	101,87
51ал	63,1	0,05	21,85	0,04	0,04	0,02	2,27	12,03	1,12	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	н.о.	-	100,69
52 ^{ал}	62,6	0,01	21,16	0,04	0,02	-	2,2	12,67	1,25	-	н.о.	н.о.	н.о.	0,02	н.о.	0,01	99,99

8	6
0	v

Окс. Маг п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	Cl	F	CoO	NiO	Σ
51211.11.								Скапол	ІИТ								
53ам	59,35	0,06	20,41	0,12	-	0,02	4,55	11,29	0,55	0,05	н.о.	0,35	3,04	-	0,02	0,04	99,86
54ам	56,76	-	24,13	0,08	0,04	-	5,96	10,43	0,92	0,02	н.о.	0,14	2,89	0,17	0,04	0,03	101,62
55ам	54,32	0,03	25,33	0,04	-	0,03	9,14	9,1	0,43	0,04	н.о.	0,16	2,1	-	0,05	0,05	100,83
56ам	54,69	0,02	23,58	0,18	-	0,02	8,54	8,98	0,52	-	н.о.	0,42	2,25	0,05	0,05	0,06	99,37
57ам	50,53	0,05	25,61	0,17	-	0,03	12,88	6,55	0,21	-	н.о.	0,29	1,16	0,06	-	0,04	97,59
58 ^{ал}	57,53	-	21,9	-	-	-	5,25	11,03	0,18	Н.О.	н.о.	Н.О.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	95,89
								Грана	IT					•			
59ам	37,58	0,42	12,43	13,86	2,66	0,21	31,63	0,05	-	-	н.о.	0,28	-	-	0,01	0,06	99,17
60ам	37,94	0,55	13,22	13,4	1,76	0,26	30,76	0,07	-	0,06	н.о.	0,12	0,01	-	0,07	0,02	98,24
								Хлори	1T					1			
61 ^r	40,92	-	0,55	10,33	0,24	30,84	0,13	0,09	-	0,01	н.о.	0,44	0,44	-	-	0,05	84,03
62ам	37,07	0,88	27,93	10,1	0,02	8,18	1,22	2,32	0,04	0,01	н.о.	0,24	0,01	0,22	-	0,02	88,26
63ам	36,18	0,81	27,06	10,39	-	7,77	0,84	2,5	0,02	-	н.о.	0,36	0,02	0,11	0,03	0,04	86,13
64 ^{ал}	27,77	-	18,66	21,2	0,08	18,89	0,07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	86,67
65 ^{ал}	26,93	0,09	17,65	19,2	-	19,99	0,1	Н.О.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	83,96
								Апати	ПТ								
66 ^r	0,12	0,02	0,02	0,3	0,42	0,08	55,32	0,13	-	0,07	н.о.	42,96	0,47	3,2	-	0,04	103,15
67 ^г	0,14	-	-	0,33	0,02	0,03	51,93	0,05	-	0,03	н.о.	41,41	6,01	1,67	0,04	-	101,66
68 ^r	0,06	-	0,01	0,33	-	0,03	52,38	0,02	0,01	0,06	н.о.	40,65	4,66	1,11	0,05	-	99,38
69 ^r	0,09	0,01	0,06	0,02	0,03	-	52,22	0,05	-	0,01	н.о.	38,77	6,27	0,77	0,01	-	98,31
70 ^{ам}	0,05	-	0,02	0,1	0,01	0,01	54,63	0,04	0,03	-	н.о.	42,71	0,03	5,88	0,02	0,01	103,53
71ªм	0,24	0,2	0,06	0,42	-	0,05	53,29	0,23	0,01	0,13	н.о.	38,55	0,83	4,52	0,02	0,06	98,61
72 ^{ам}	0,06	0,02	-	0,12	0,01	-	54,19	0,28	-	0,01	н.о.	43,59	0,76	3,53	-	0,03	102,59
73ам	0,13	-	0,06	0,09	-	-	52,34	0,01	-	-	0,03	42,2	4,01	1,52	0,06	-	100,46
								Кальц	ИТ						I		
74 ^r	0,04	-	-	-	0,12	2,98	58,95	0,01	0,01	0,01	н.о.	0,09	0,01	0,23	0,02	0,02	62,48
75 ^r	0,09	-	-	0,01	3,41	1,66	60,17	0,08	0,02	0,04	н.о.	1,57	-	0,38	-	0,01	67,45
76 ^r	0,06	-	-	0,01	-	-	61,78	0,42	0,01	0,06	н.о.	0,38	-	-	0,05	-	62,77
77 ^{ам}	0,03	0,01	0,01	0,07	0,21	4,85	47,04	0,05	0,01	0,03	н.о.	0,05	0,01	0,67	0,05	-	53,12

Окс.	SiO	TiO	Al ₂ O ₂	FeO	MnO	ΜσΟ	CaO	Na ₂ O	K20	Cr ₂ O ₂	V2O5	P2O5	CI	F	CoO	NiO	Σ
№п.п.	5102	1102	111203	100	- WINO	n'igo		11420	1120	01203	1203	1203		•	000	100	
78 ^{ам}	0,04	-	0,02	0,68	0,26	1,59	57,86	0,03	-	-	н.о.	н.о.	н.о.	0,02	н.о.	0,06	60,58
79 ^{ам}	0,03	-	0,02	0,78	0,26	0,72	55,26	0,02	-	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	-	0,06	0,03	57,21
80ам	0,07	-	0,02	-	-	0,03	58,24	0,37	-	-	н.о.	0,05	0,01	-	0,01	0,03	58,83
81 ^{ал}	0,03	0,05	0,02	0,89	0,07	0,86	58,51	0,02	0,01	0,02	н.о.	н.о.	н.о.	-	н.о.	0,03	60,52
82ал	0,02	-	0,01	0,16	0,2	0,25	54,72	0,03	0,02	-	н.о.	н.о.	н.о.	-	н.о.	-	55,41
								Магнез	вит								
83 ^r	0,03	-	0,02	9,07	0,33	42,47	0,32	-	-	-	н.о.	0,36	0,01	-	-	0,03	52,65
84 ^r	0,13	0,02	-	9,35	0,28	41,68	0,74	-	-	0,06	н.о.	0,25	-	0,21	-	0,1	52,83
85ам	0,06	0,02	0,03	8,6	0,38	43,92	0,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	53,34
86ам	0,12	-	0,04	9,14	0,3	43,98	0,41	0,04	0,01	0,03	-	-	-	-	-	-	54,07
							Хром	иистый і	ерцини	IT							
87 ^r	0,13	0,08	44,89	25,71	0,11	10,89	0,01	0,06	0,01	13,68	н.о.	н.о.	н.о.	0,47	н,о	0,2	96,25
Циркон																	
88ам	38,49	0,14	1,2	2,04	0,07	0,47	1,16	-	0,12	0,08	н.о.	0,07	-	0,24	0,06	0,07	44,21
89 ^{ам}	37,96	0,08	0,39	1,04	-	0,19	0,63	-	0,17	-	н.о.	0,21	0,07	0,24	0,08	0,06	41,13
90 ^{ам}	38,24	0,02	0,09	1,28	0,11	0,01	0,18	-	0,03	-	н.о.	0,29	0,04	-	0,02	0,04	40,34
								Ильмен	нит								
91 ^r	1,34	48,16	0,51	39,17	0,41	5,32	0,31	0,13	-	0,18	н.о.	0,29	0,02	-	0,06	0,07	95,96
92 ^г	0,28	48,94	0,05	40,78	0,52	3,92	0,02	0,06	-	0,05	н.о.	0,36	-	-	0,08	0,08	95,14
93 ^r	0,1	50,26	0,05	42,36	0,44	3,87	-	0,02	-	0,1	н.о.	0,43	-	-	0,09	0,07	97,79
94 ^r	0,05	49,98	0,05	42	0,39	3,53	0,05	0,04	0,01	0,17	н.о.	0,44	0,01	-	0,06	0,08	96,85
95 ^{ам}	0,09	41,74	0,14	54,03	0,37	0,82	0,04	-	0,05	0,09	0,2	0,19	-	0,11	н.о.	н.о.	97,86
96 ^{ам}	0,06	48,41	0,06	48,81	0,52	0,85	0,06	-	-	0,05	0,19	0,15	0,02	0,03	н.о.	н.о.	99,21
97 ^{ам}	0,11	50,83	0,02	43,52	0,36	3,94	0,02	0,04	0,02	-	0,16	0,2	-	-	0,13	0,04	99,39
98 ^{ам}	0,2	51,04	0,16	42,36	0,44	3,93	0,1	0,05	0,04	0,04	0,2	0,22	-	0,49	0,01	0,02	99,3
								Титан	ИТ								
99ам	30,58	38,09	0,83	0,76	0,03	0,01	27,67	0,04	-	0,05	н.о.	0,42	-	0,05	0,06	-	98,6
100ам	30,04	37,85	1,52	0,36	0,04	0,01	28,67	0,03	-	0,08	н.о.	0,18	-	0,31	0,02	0,05	99,15
101ам	29,66	37,69	1,17	0,73	0,09	-	28,24	0,06	0,01	0,05	н.о.	0,4	0,02	0,26	0,03	0,05	98,44
102ам	32,59	30,52	3,23	3,76	0,13	2,51	25,67	0,39	0,22	0,05	н.о.	0,38	0,09	0,16	-	-	99,69

0	0
0	0

Окс. №п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO) MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	Cl	F	CoO	NiO	Σ
								Магне	тит								
103 ^r	0,08	1,24	0,97	84,62	2 0,07	0,46	0,11	0,02	-	2,07	н.о.	н.о.	н.о.	0,12	Н.О.	0,23	90
104 ^r	0,04	1,05	3,91	73,7	5 0,23	1,14	0,05	0,03	0,01	9,41	н.о.	0,34	-	0,42	0,14	0,31	90,83
105 ^r	0,07	2,39	1,95	79,8	3 0,13	0,85	0,02	-	-	4,49	н.о.	н.о.	н.о.	0,22	н.о.	0,29	90,25
106ам	0,07	0,05	0,17	90,8	6 0,04	-	0,02	I	-	0,08	0,08	0,15	-	0,11	0,12	0,11	91,88
107ам	0,06	0,07	0,37	89,9	7 0,07	0,17	0,01	-	-	-	0,22	0,16	-	-	0,09	0,03	91,22
108ам	0,95	-	0,85	93,3	5 -	0,02	0,08	0,11	0,06	-	н.о.	0,1	0,02	0,06	0,12	0,03	95,74
		-						Гемат	ГИТ				-	_			
109 ^r	0,01	0,01	0,01	60,5	5 -	0,01	-	0,03	-	0,02	н.о.	0,26	0,02	0,04	0,09	0,08	61,14
							Ти	тано-ма	агнетит							-	
110ам	0,06	17,47	0,16	72,4	6 0,11	0,19	-	0,1	-	0,01	0,24	0,26	-	-	0,1	0,04	91,19
111 ^{ам}	0,38	0,08	0,08	88,8	5 0,06	0,08	0,02	0,03	0,01	-	-	0,44	-	0,05	0,08	0,02	90,19
112ам	0,2	1,31	0,06	86,64	4 -	0,06	0,05	0,05	-	0,04	0,01	0,2	0,02	0,09	0,13	-	88,84
113 ^{ам}	0,02	47,16	0,03	47,1	7 0,84	0,37	0,02	0,08	-	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	0,14	н.о.	0,02	95,87
								Пентла	ндит							-	
114 ^{ам}	0,09	-	0,06	40,6	6 -	0,04	0,02	0,01	0,02	-	0,06	0,26	0,01	-	1,38	41,55	84,16
115 ^{ам}	0,19	-	0,01	35,3	8 0,01	0,15	0,02	-	0,01	0,06	0,02	0,28	0,01	0,09	2,24	46,69	85,16
								Пирро	тин							-	
116 ^r	0,05	0,01	0,02	73,7	7 -	-	0,02	0,02	-	-	н.о.	0,39	0,04	-	0,16	0,81	75,22
117 ^{ам}	3,66	0,05	0,05	65,0	7 0,06	0,36	0,47	0,04	-	0,02	н.о.	0,39	-	0,16	1,3	0,11	71,75
118 ^{ам}	3,58	-	0,01	65,92	2 0,14	0,42	0,55	0,06	-	-	н.о.	0,23	0,09	0,11	0,09	0,1	71,64
119 ^{ам}	9,9	0,04	0,18	58,2	3 0,18	0,91	0,42	0,11	0,05	0,04	н.о.	0,45	0,04	-	0,13	0,08	70,78
_								Пир	ИТ								
	Окс. Ј	№п.п.	S		Fe	Mn	C	r	V	Cu	Ag		Co	Ni		Σ	
	12	0 ^Γ	53,68		46,69	0,06	0,0	03	-	-	-	(0,09	0,17		100,72	
	12	1 ^г	53,93		46,76	0,05	0,0	2	0,03	0,01	0,0	8 (0,12	0,03		101,04	

123^{ам} 53,3 47,03 0,02 0,04 0,06 0,15 ---124^{ам} 54,11 0,03 0,07 0,12 46,19 0,01 0,07 --125^{ам} 53,81 46,89 0,01 0,08 0,08 0,09 ---

0,02

-

0,06

0,04

0,09

0,08

100,43

100,6

100,6

100,97

Примечание. г – минерал из гарцбургитов; ам – из амфиболитов; ал – из альбититов.

0,08

122^г

53,08

46,99

Химический состав изученного содалита отличается более высоким на 1–1.5 мас.% содержанием Na₂O, чем приведенных в справочниках [Дир, 1966]. Нефелин ранее не был известен на месторождении. Его межплоскостные расстояния имеют следующие значения: 4.99(40), 4.19(50), 3.85(50), 3.25(70), 3.01(100), 2.89(70), 2.57(25), 1.94(20). Рентгенофазовый анализ выполнен во МГРИ А. В. Фёдоровым. По химическому составу в нём на 1.5-3 мас. % больше натрия, чем в нефелинах описанных [Дир, 1966]. Исследуемый нефелин, в отличие от нефелина из габброидов [Дмитриев, 1976], не содержит калий и кальций, но в нём более чем на 3 %, выше количество натрия (Таблица 4.7).



Рисунок 4.17 Содалит и нефелин в штуфе амфиболита размером 7 см в поперечнике (a), и в шлифах (б, в, г).

По данным гомогенизации [Дмитриев, Злобин, 1976] нефелин в данном регионе образовался при температуре 530–320°С и давлении 1.5–1.1 кбар. Термодинамические условия образования содалита, вероятно, должны лежать

ниже данных параметров. Его генезис обусловлен замещением нефелина, которому способствовали хлорсодержащие растворы. Их участие отражено в составе содалита (Таблица 4.7). Реакция образования содалита по нефелину может быть представлена в следующем виде:

$$Na_4Al_2Si_2O_{16} + Cl_2 + SiO_2 + AlO + 10O_2 \rightarrow Na_2Al_3Si_3O_{24}Cl_2 + Na_2$$

Калий в рассматриваемой ассоциации, концентрируется в роговой обманке (до 2.4 мас. %), которая является главным минералом, и в биотите (второй по значению) до 9.2 мас.%. Основной минерал калия – калиевый полевой шпат представлен в незначительном количестве. Он содержит от 0.6 до 2.4 % Na₂O. В нём установлена изоморфная примесь Cr_2O_3 0.03, P_2O_5 0.38, CoO 0.02 и NiO 0.01 мас. % (Таблица 4.7). Повышенное содержание K_2O в минералах отражено в химическом составе породы до 2.45 мас. % (Таблица 4.2, №11).

Таблица 4.7 – Химический состав содалита и его минеральной ассоциации, в мас.%

Мон н					Номера	а проб				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
OKC.		S	dl		Ne	K	fs		P1	
SiO ₂	37,11	37,55	38,31	38,38	45,19	63,76	62,87	67,88	67,26	62,58
TiO ₂	-	0,03	-	0,01	0,01	-	-	0,02	0,01	0,05
Al ₂ O ₃	33,82	33,8	33,91	33,57	33,67	18,52	19,61	21,12	21,64	24,14
FeO	0,01	0,01	0,15	0,04	0,08	0,04	0,07	0,05	0,06	0,16
MgO	0,04	-	0,01	-	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
CaO	0,14	0,1	0,13	0,07	0,14	-	0,61	0,68	1,54	4,98
Na ₂ O	26,04	24,23	22,64	22,6	18,99	0,58	1,16	11,46	11,13	9,16
K ₂ O	0,09	0,1	0,07	0,03	0,18	15,9	13,95	0,22	0,23	0,14
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,04	0,09	-	0,03	-	0,03	-	0,05
P_2O_5	0,16	0,23	0,42	0,28	0,11	0,33	0,38	н.о.	0,27	0,41
Cl	6,67	6,5	6,66	6,54	0,54	-	-	н.о.	0,01	0,02
F	0,14	-	-	-	0,05	0,21	0,17	-	0,07	-
CoO	-	0,02	0,05	-	0,02	0,02	0,01	н.о.	0,02	0,01
NiO	-	-	0,06	-	-	-	0,01	0,01	0,06	0,06
Σ	104,23	102,59	102,43	101,66	99,02	99,46	98,86	101,52	102,32	101,78

Примечание. В содалите № 4, калиевом полевом шпате №6, плагиоклазе №9, 10 установлены МпО от 0.01 до 0.05 мас.%. Анализы выполнены микрорентгеноспектральным методом "Сатеса" SX 100, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

Гранат наблюдается в виде очень мелких (меньше 0.05 мм), неправильной формы зёрен внутри альбита и содалита. По составу он соответствует гидрогроссуляру (Таблица 4.8). По-видимому, он представляет реликты крупных порфиробластов, замещаемых альбитом и содалитом (Рисунок 4.17 б, в, г).

№п.п. Окс. SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃					Номера	проб				
<u>N≌II.II.</u> Ora	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
OKC.	Н	bl	Chl	Cal	So	сp	Ap	Grt	I	Bt
SiO ₂	38,03	38,29	36,41	0,11	57,55	56,25	0,35	41,16	34,53	33,9
TiO ₂	0,81	0,98	0,01	-	-	0,01	-	-	1,96	1,97
Al ₂ O ₃	17,09	16,74	30,88	-	24,01	24,39	0,04	35,79	18,39	18,45
FeO	23,84	24,29	0,06	0,5	0,07	0,12	0,05	-	22,49	23,2
MnO	0,54	0,56	-	0,17	0,04	-	0,08	0,01	0,48	0,46
MgO	7	6,69	0,02	0,12	-	0,03	0,02	-	10,69	10,43
CaO	10,18	9,94	10,73	59,54	5,46	6,07	54,08	13,31	0,05	0,05
Na ₂ O	3,07	3,12	9,79	0,01	10,79	10,12	0,02	0,99	0,21	0,24
K ₂ O	2,23	2,4	0,06	0,03	0,91	0,94	0,01	0,05	9,25	8,72
Cr ₂ O ₃	0,02	0,11	0,08	-	0,06	-	0,01	-	0,01	0,03
P_2O_5	0,11	0,11	0,29	0,09	0,14	0,12	40,96	0,18	0,29	0,2
Cl	0,08	0,08	0,01	-	2,89	2,89	0,03	-	0,01	0,03
F	0,1	0,27	-	0,35	0,22	0,09	5,81	0,05	0,03	0,05
CoO	0,04	0,05	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04
NiO	0,03	0,03	0,04	0,07	0,04	0,03	-	0,03	0,06	0,08
Σ	103,26	103,65	88,42	61	102,18	101,62	101,5	91,6	98,41	97,77

Таблица 4.8 – Химический состав породообразующих минералов, в мас. %

Примечание. Анализы выполнены микрорентгеноспектральным методом "Cameca" SX 100, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

Важным минералом пород месторождения является альбит, который замещает темноцветные минералы. В нём заметное количество составляет апатит и небольшое количество кальцит. Апатит является фторсодержащим (до 5.8 % фтора) при ничтожных содержаниях хлора. Кальцит содержит до 0.35 мас.% фтора (Таблица 4.8). Во всех участках месторождения присутствуют минералы титана: или титанит (Рисунок 4.17 а, б), или рутил, который характерен для альбититов.

Нужно отметить, что содалит и нефелин приурочены к лейкократовым участкам амфиболитов, которые обрамляются тёмноцветной роговой обманкой, близкой по составу к гастингситу, и биотитом (Таблица 4.8). Последний минерал обнаружен в данной ассоциации. Можно констатировать, что на месторождении присутствуют два вида темных слюд: флогопит и биотит. Здесь же установлены агрегаты грязно-зелёного хлорита, в форме сферических кристаллов, до 3 мм в диаметре. Они не содержат ни магния, ни железа и имеют высокие содержания натрия, до 9.8 мас. % (Таблица 4.8).

В тёмных участках пород (в амфиболитах) присутствуют ильменит и **титанит** в количестве 6–8 %, а в светлых (альбититах) – титанит и рутил (Рисунок 4.18). Размеры ильменита – до 0.5 см в поперечнике, и он не образует кристаллов. Титанит и рутил наблюдаются как в форме кристаллов, так и неправильных зёрен и агрегатов до 7 см в поперечнике (Рисунок 4.9 в, г).



Рисунок 4.18 Минералы титана в различных ассоциациях:

а – «скелетный» кристалл ильменита в альбитовом агрегате; б – замещение ильменита роговой обманкой и титанитом; в – титанит замещается роговой обманкой и альбитом; г – рутил в альбите.

Нами проанализированы зёрна ильменита (из амфиболитов) из шлифов и крупные кристаллы титанита и рутила из карбонатных жил – самого позднего минерального комплекса, заместившего амфиболиты. Ильменит был исследован только микрозондовым, а титанит и рутил, рентгенофлюоресцентным, а также и ICP-MS анализом (Таблица 4.9).

N⁰	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	F
1	0,12	47,5	46,1	0,7	3,6	0,3	0,13	0,06	0,16	0,24	0,3
2	30,0	37,9	1,2	0,1	0,3	27,3	0,06	0,03	0,08	0,44	0,3

Таблица 4.9 – Химический состав ильменита (1) и титанита (2), в мас.%

Примечание. Кроме того, в их составе присутствуют Al₂O₃ соответственно 0.07 и 1.52, CoO соответственно 0.13 и 0.10 и NiO – 0.14 и 0.08 мас.%. Анализы выполнены микрорентгеноспектральным методом "Cameca" SX 100, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

Из этих данных следует, что редкие и редкоземельные металлы концентрируются в минералах титана. Высокие содержания ниобия в титаните и рутиле могут свидетельствовать [Солодов, и др., 1987] о том, что одной из дометаморфических пород месторождения являлись магматические щелочные ультраосновные породы с натриевой щёлочностью. Мы предполагаем, что это, возможно, были мельтейгиты.

Полученные данные о редких и редкоземельных металлах имеет важное геологическое значение. В 1990 году в ходе групповой геологической съёмки масштаба 1:50000 [Дранников, и др. 1993ф] в устье реки Зорбурулюк по вторичным потокам рассеяния была установлена редкоземельная аномалия. Её коренной источник не был установлен. Месторождение Черногорское расположено на левом борту данной долины и позволяет выдвинуть его в качестве коренного источника для образования данной REE аномалии.

4.3 Строение и вещественный состав залежей с ювелирным скаполитом

Ювелирный скаполит локализован в 28 линзовидных телах длиной 5–8 м и мощностью до 1–2 м, средняя мощность 0.3 м (Рисунок 4.1). [Курилин, 1987; Литвиненко и др., 2018], проводивший разведку месторождения, определяет их

размеры в 2–5 м, редко до 8 м и мощность от 0.1 до 1 м. Контакты с вмещающими породами резкие и секущие. На фоне субширотного простирания и крутого северного падения вмещающих пород, линзы ориентированы по-разному. Каждое "рудное" тело представляет собой самостоятельную скаполитовую залежь. Расстояние между линзами составляет от 4 до 35 м (Рисунок 4.1).

Скаполитовые линзы имеют концентрически-зональное строение. Каждая из них содержит одну или несколько (до пяти) полостей в центре. Стенки полостей сложены шестоватым агрегатом скаполита, постепенно переходящим в альбитит, который с резкими, секущими контактами граничит с амфиболитами (Рисунок 4.19). Зона шестоватого скаполита сформирована его кристаллами длиной от 3 до 20 см, между которыми находится пустое пространство до 1 см. Друзовидные кристаллы скаполита разбиты густой сетью трещин (Рисунок 4.20 е, г). На гранях призм скаполита и в небольших кавернах растворения (проникающих в кристалл на глубину до 0.5 см) наблюдаются бесцветные агрегаты таблитчатых кристаллов альбита-клевеландита.



Рисунок 4.19 Строение альбитовой линзы, стенки которой инкрустированы шестоватым скаполитом, содержащие ювелирное кристаллосырьё скаполита.

1 – амфиболиты; 2 – альбититы; 3 – шестоватый скаполит; 4 – полости с ювелирным скаполитом.



Кристаллы скаполита длинной осью ориентированы к центру пустот (Рисунок 4.21). В линзах без пустот они размещаются хаотично.

Для кристаллов шестоватого скаполита характерно блочное строение. Привершинная часть их бывает расщеплена. Для характеристики степени расщепленности скаполита предлагалось понятие "степень блочности" [Сергуненков, 1989].

В ядрах кристаллов установлены реликты альбита, апатита (с 4.2 мас.% F и 0.5 мас.% Cl) и флогопита с 1.35 мас.% F (Рисунок 4.22). В альбите определены два вида двойников: альбитовый и периклиновый (определения В.А. Утенкова); они характерны также для олигоклаза из амфиболитов.

Агрегаты шестоватого скаполита представляют первую генерацию этого минерала (Рисунок 4.20 е, з). Скаполит в полостях образует вторую генерацию. Он прозрачен, кристаллы не трещиноваты, у них не наблюдается блочного строения (Рисунок 4.23).

95



Рисунок 4.21 Полузасыпанная полость в альбититах (второй карьер). Кристаллосырьё скаполита полностью извлечено при разведке.



Рисунок 4.23 Зональная альбититовая линза в амфиболитах (верхний карьер). Стенки щелевидных полостей сформированы белым шестоватым скаполитом.



Рисунок 4.22 Поперечный разрез под небольшим углом кристалла скаполита с включением олигоклаза и кальцита. Диаметр снимка составляет 5 мм, объектив x2.5.

По размерам кристаллы достигают 8 x 4.5 x 4 см, в среднем же они характеризуются длиной от 0.5 до 3 см, толщиной до 3 см [Курилин, 1987; Золотарёв, 1993] и отношением длины к ширине от 3:1 до 5:1. Они образованы комбинацией граней тетрагональных призм {100} и {110} и дипирамиды {101}, a иногда дополнительно осложнены гранями пинакоида {001} (Рисунок 4.20 а, в, г, д). Отмечаются призмы, лишённые пирамидальных вершин И ограниченные гранью пинакоида. Грани первой призмы {100} покрыты продольной штриховкой, а грани

96

второй призмы {110} – гладкие (Рисунок 4.19 ё, ж).

Ювелирный скаполит Черногорского месторождения относится к мариалиту, содержащему около 10 % минала мейонита [Одинаев, 2019]. Его показатели преломления колеблются в пределах: n_o = 1.540–1.553 n_e = 1.532–1.543.

Пустоты объёмом до 0.1 м³ с массой кристаллосырья от 0.1 до 40 кг на полость (в среднем – 4 кг) находятся в раздувах линз (Рисунок 4.21). Выход ювелирного и коллекционного материала из этого количества составляет не более 15 %, в среднем 4 % (Рисунок 4.20 б). В рыхлом глинистом агрегате, частично выполняющем пустоты, диагностированы обломки альбита, скаполита, флогопита, роговой обманки, рутила, пирита, магнетита и ильменита, а также идеальные по форме и прозрачности кристаллы скаполита-самоцвета [Курилин, 1987].

Самоцвет имеет фиолетовую, сиреневую, жёлтую, розовую, дымчатую окраску или бесцветен (Рисунок 4.24). Под ультрафиолетовым облучением интенсивность окраски уменьшается и изменяется: сиреневая окраска переходит в бледно-розовую, а жёлтые кристаллы становятся бесцветными [Дмитриев, Скригитиль, 1982]. Гамма-облучение увеличивает интенсивность сиреневой и розовой окраски, а жёлтая меняется на сиреневую. Наши исследования подтвердили это явление.

Скаполит обладает заметным дихроизмом: от фиолетового до синего цвета или от бледно-жёлтого до бесцветного. В ультрафиолетовом свете скаполит люминесцирует: наблюдается свечение от очень слабого до слабого желтоватооранжевое или красновато-оранжевое.

Ценным ювелирным качеством является эффект «кошачьего глаза», обусловленный пустотелыми каналами, тянущимися вдоль удлинения кристаллов. Он проявлен в сиреневых, реже жёлтых разностях скаполита [Дмитриев, Скригитиль, 1982].



Рисунок 4.24 Кристаллосырьё ювелирного скаполита различного цвета и габитуса и изготовленные из него вставки.

Скаполит изучаемого месторождения отличается по составу от ювелирных кристаллов скаполитов других месторождений [Золотарёв, 1993]. Для него характерны наиболее высокие содержания натрия и хлора, а также повышенные концентрации Cr₂O₃ до 4.2, FeO до 2.6, NiO до 0.14, Cl от 1.7 до 4.7, S до 0.6, Sr до 0.2 мас.% (Таблица 4.10).

4.4 Генезис месторождения

На месторождении выделяется три типа горных пород [Литвиненко и др., 2019; Одинаев, 2019].

Первый тип составляют чёрные породы (магматические и метасоматические) раннепротерозойского возраста. Магматические породы – гарцбургиты кукуртского комплекса. Метасоматические породы – чёрные бескварцевые амфиболиты – самый крупный по площади породный комплекс. Амфиболиты месторождения рассматриваются нами как продукт изменения габброидов кукуртского комплекса.

Компоненты номера	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Cl	Ba	S	Ni	Br	Sr	<u>∑</u> (%)
1	61,45	-	18,07	0,10	-	-	1,20	13,8	1,11	сл	-	4,22	-	0,05	-	сл	-	100,00
2	55,02	-	17,58	1,13	сл	0,26	2,01	11,0	1,01	0,13	2,08	3,42	0,04	0,08	0,02	0,01	0,06	93,85
3	49,28	-	22,03	2,64	сл	0,45	2,29	14,3	3,45	0,20	0,49	2,82	0,04	0,44	0,14	-	0,14	98,71
4	61,08	0,03	19,91	0,06	-	0,06	2,30	11,0	1,17	0,02	-	4,02	0,02	0,16	-	0,01	0,18	100,02
5	61,41	0,03	17,36	0,17	сл	0,11	2,21	12,3	1,20	0,04	-	3,9	-	0,09	-	сл	0,04	98,86
6	59,27	-	21,04	0,17	-	-	2,50	11,6	0,44	0,05	0,09	4,69	-	0,03	-	сл	0,07	99,95
7	47,06	-	23,25	1,11	-	0,61	5,19	12,8	1,24	0,20	4,24	3,37	0,05	0,13	0,05	0,01	0,11	99,42
8	57,80	-	20,33	0,20	-	0,17	5,76	12,2	0,40	0,05	0,05	2,88	-	0,10	-	сл	0,07	100,01
9	58,54	0,03	21,08	0,06	-	-	4,04	11,9	0,26	сл	-	3,97	-	0,06	-	сл	0,08	100,02

Таблица 4.10 – Химический состав и формульные коэффициенты ювелирных скаполитов, в мас.%

Примечание: 1 – 5,7 сиреневый скаполит; 6 – розовый, со слабым сиреневым оттенком; 8 – светло-желтый; 9 – желтый с оранжевым оттенком. 5 заимствован у М.С. Дюфура и др. [2007], это средний состав из серии, в которой максимальное содержание серы составляет 0.5 мас.%. В пробе 5 – следы галлия. Анализы пород выполнены в ГЕОХИ И. А. Рощиной рентгенофлуоресцентным методом.

атомы номера	Si	T i	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Р	Cr	C1	Ba	S	Ni	Br	Sr	%, Me
1	8,74	-	3,13	-	-	-	0,18	3,78	0,21	-	-		-		-	-	<0,01	4,3
2	8,64	-	3,26	0,15	-	0,06	0,34	3,34	0,21	0,02	0,08	0,91	0,03	-	0,01	-	<0,01	8,7
3	7,02	-	3,69	0,32	-	0,09	0,35	3,95	0,62	0,02	0,02	0,68	0,004	0,1	0,017	-	<0,01	7,1
4	8,20		3,15	0,01	-	0,01	0,33	2,86	0,20	-	-	0,91	<0,01	0,04	-	-	0,02	9,73
5	8,92	-	3,42	-	-	0,01	0,36	3,11	0,23	-	-	0,99	-	-	-	-	<0,01	9,7
6	8,58	-	3,59	0,02	-	-	0,39	3,27	0,08	0,01	-	-	-	-	-	-	<0,01	10,4
7	6,94	-	4,04	0,13	-	0,13	0,82	3,65	0,24	0,02	0,16	0,84	0,003	-	0,01	-	<0,01	17,4
8	8,22	-	3,40	0,02	-	0,03	0,88	3,37	0,07	0,01		-	-	-	-	-	<0,01	20,37
9	8,26	-	3,70	-	-	-	0,63	3,41	0,04	-	-	-	-	-	-	-	<0,01	15,4

Формульные коэффициенты, рассчитанные на 49 отрицательных зарядов

Второй тип – светлые породы – представлен пятью относительно крупными субсогласными телами альбититов (Рисунок 4.1). По нашему мнению, разделение этих пород на две группы геологами "Памиркварцсамоцветы" (Рисунок 4.1) является неудачным, т.к. в альбититах содержание кальцита, доломита, титанита, рутила, амфибола, флогопита варьирует от 30 до 5 %. Часто наблюдаются фрагменты тел, в которых переход от "чистых" (95 %) к "загрязнённым" (70 %) альбититам происходит через 10 см.

В третий тип – белые – горных пород месторождения включены альбитовые линзы с пустотами, стенки которых инкрустированы шестоватым скаполитом, содержащие ювелирное кристаллосырьё.

Несмотря на контрастные отличия в цвете (чёрный – белый) и различный минеральный состав, породы месторождения имеют между собой и определённое сходство в химическом составе, значительно отличаясь лишь в содержаниях Fe и Mg. Их объединяет близкое количество SiO₂ – 39–47 мас.% и высокое содержание Na₂O – от 1.4 до 7.2 мас.% (Таблица 4.1).

Уникальность метасоматических пород Черногорского месторождения предлагается связывать с редкими породными комплексами музкольской серии – с докембрийскими породами кукуртского магматического комплекса.

Определение протопород кукуртского комплекса, по которым образовались вмещающие комплексы пород ювелирной скаполитовой минерализации, предлагается решать следующим путём.

1. По химическому составу, который приводится в Таблица 4.2 и Таблица 4.11, метасоматические породы Черногорского месторождения в основном коррелируются с щелочными базитами и ультрабазитами. Это подтверждает наше предположение о щёлочно-габброидной, нефелин сиенитовой и мельтейгитовой природе протолита (Рисунок 4.25). На двух классификационных диаграммах [Cox et al. 1979] и [Middlemost, 1994] эти породы попадают в поля щелочных пород основного и ультраосновного состава (Рисунок 4.26).

Окс. № обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO_3	П.п.п.	Σ
Амфиболиты													
Ш-21	51,04	1,84	16,7	9,51	0,08	4,91	5,79	6,91	0,81	0,36	0,09	1,96	100
Ш-22	45,58	1,75	16,8	10	0,06	9,01	3,94	5,21	4,72	0,32	0,18	2,43	100
Ш-23	50,11	1,91	17,18	5,28	0,06	5,52	5,94	7,86	2,35	0,34	0,16	3,3	100,01
Ш-29	51,23	1,28	15,22	3,43	0,08	5,56	11,91	8,44	0,18	0,32	0,1	2,26	100,01
Ш-30	52,05	2,4	13,73	6,14	0,07	5,43	8,51	6,41	0,37	0,22	0,03	4,64	100
Ш-33	45,14	2,46	15,13	10,72	0,07	6,72	11,96	3,91	0,82	0,32	0,11	2,65	100,01
Ш-35	35,7	5,56	9,65	21,28	0,33	7,92	14,22	1,65	0,2	1,79	0,61	1,08	99,99
A-1	47,53	1,36	14,12	12,24	0,06	9,89	7,83	3,95	1,9	0,15	0,06	0,9	99,99
A-2	67,26	0,29	14,17	2,38	0,06	2,93	3,11	8,12	0,47	0,04	I	1,16	99,99
A-3	50,92	1,64	14,74	9,49	0,07	6,34	9,86	5,36	0,68	0,18	0,23	0,48	99,99
A-4	50,33	1,76	15,32	10,41	0,05	7,73	7,09	5,55	1,01	0,13	0,05	0,58	100,01
Ш-57	50,05	1,66	15,64	10,78	0,09	6,37	6,07	6,37	0,91	0,34	0,09	1,65	100,02
						Альби	титы						
Ш-31	37,92	1,51	10,88	3,1	0,1	7,57	14,88	5,62	0,42	0,21	0,05	17,73	99,99
Ш-28	41,77	1,11	12,67	9,86	0,05	8,35	6,66	4,21	1,34	0,3	0,09	13,58	99,99
Ш-32	44,53	1,4	10,94	2,88	0,11	7,43	12,51	6,25	0,09	0,09	-	13,78	100,01
Ш-34	62,38	1,41	15,46	2,35	0,04	3,74	3,05	8,97	0,39	0,32	0,07	1,81	99,99
Ш-65	66,56	0,01	20,18	0,24	0,01	0,01	0,88	10,97	0,18	-	_	0,98	100,02
Ш-57-1	45,09	1,6	14,08	4,94	0,11	4,67	10,97	6,54	0,95	0,43	0,18	10,42	99,98

Таблица 4.11 – Химический состав метасоматических пород центрального (A-1; A-2; A-3; A-4; Ш-21; Ш-22; Ш-23; Ш-57; Ш-57-1; Ш-65), и западного фланга месторождения, в мас.%

Примечание. В альбититах содержится большие количества доломита, амфибола и флогопита. Анализы пород выполнены рентгенофлуоресцентным методом с применением волнодисперсионного рентгено-флюоресцентного спектрометра последовательного типа действия S8 Tiger фирмы «Bruker» в Центральной строительной лаборатории ОАО «Рогунская ГЭС» М.Н. Авезовом.



Рисунок 4.25 Положение горных пород Черногорского месторождения на классификационной диаграмме Cox et al. [1979].



2. На основе прямых находок в составе кукуртского комплекса нефелиновых сиенитов [Дмитриев, Минаев, 1971] мы предполагаем, что эти породы явились протопородами для образования альбититов с пустотами. Это подтверждается следующими расчётами:

а) На диаграмме основных типов магматических пород [Предовский, 1980] в координатах глинозёмистость-фемичность-общая щёлочность амфиболиты Черногорского месторождения также попадают в зону субщелочных и щелочных пород, располагаясь вблизи точек, соответствующих нефелинитам, лейцититам и оливиновым толеитам. Амфиболиты, которые вмещают альбититы, вероятно, образовались по меланократовым габбро и гипербазитам. б) В шлифах иногда в порфиробластах роговой обманки встречаются реликты моноклинного пироксена, относимого к первичной магматической породе.



Рисунок 4.26 Положение горных пород Черногорского месторождения на диаграмме. [Middlemost, 1994].

в) Соотношение составов амфибола и плагиоклаза из амфиболитов на диаграмме [Перчук, 1970] соответствует полю сиенитов.

Таким образом, первичной породой альбититов могли быть нефелиновые сиениты кукуртского комплекса. Его относительно крупный массив закартирован на левом борту долины реки Зорбурулюк вблизи месторождения (Рисунок 4.1, Рисунок 4.7).

3. В результате натрий-кремниевого (кислотного) метасоматоза с выносом K, Ca, Mg, Fe из нефелиновых сиенитов сформировались альбититы – вмещающая среда и источник вещества для скаполитовых зон с пустотами. Реальный состав

нефелиновых сиенитов кукуртского комплекса, пересчитанный на атомные количества и представленный в виде формулы, рассчитанной на 50 единиц кислорода (O₅₀), показывает, что эти породы в ходе нижеприведенной реакции могут преобразовываться в альбититы:

 $25.44H^{+} + K_{0.92}Na_{3.47}Ca_{3.94}Mg_{5.05}Fe_{1.80}^{2+} Fe_{1.13}^{3+}Ti_{0.71}Al_{6.19}Si_{12.45}O_{50} + 2.72Na^{+} + 6.12H_{4}SiO_{4} \rightarrow Na_{6.19}Al_{6.19}Si_{18.57}O_{49.52} + 24.96H_{2}O + 0.92K^{+} + 3.94Ca^{+2} + 5.05Mg^{+2} + 1.80Fe^{+2} + 1.13Fe^{+3} + 0.70Ti^{+4}.$

Мольный объём нефелиновых сиенитов равен 721 см³/моль, а новообразованных альбититов – 620.3 см³/моль. Реакция прошла с отрицательным объёмным эффектом: $\Delta V = -100.7$ см³/моль. Таким образом альбитизация нефелинового уменьшению объёма сиенита привела к твёрдых фаз приблизительно на 14 %. Для образования альбититов с пустотами нефелиновые сиениты являются самой благоприятной физико-химической средой.

В освобождённом пространстве – в пустотах – шло замещение альбита скаполитом и происходил рост его кристаллов от стенок к центру полостей (Рисунок 4.19). Судя по составу скаполита (Таблица 4.10) кислотные условия обеспечивались HCl. В последнюю стадию эндогенной активности шестоватый скаполит фрагментами заместился кристаллами альбита-клевеландита, а в полостях образовались кристаллы ювелирного скаполита. Рост кристаллов клевеландита в кавернах скаполита происходил вследствие нейтрализации растворов на конечной стадии процесса. Скаполитовая минерализация, как и альбитовая чётко разделяется на две возрастные генерации.

Для скаполита характерны обильные газово-жидкие включения. Температура их гомогенизации в шестоватом скаполите варьирует от 600 до 500° [Рафикова, 1994], а в ювелирном из полостей – от 250 до 180°С [Дмитриев, Скригитиль, 1982]. В газово-жидкие включениях скаполитов из рассматриваемого района установлены [Прокофьев и др., 2000] хлоридные рассолы.

Источником флюидов для рассматриваемого процесса явились породы сарыджилгинской свиты. Она на 50 % состоит из карбонатных пород, имеющих генетическую связь с эвапоритами [Буданова, 1991; Литвиненко, Барнов, 2011] –

хемогенными осадками богатыми галогенами (Cl, F, Br) и серой. Мы предполагаем, что Черногорское месторождение генетически связано с ними, что вероятно, обусловило присутствие в составе амфиболитов, альбититов и скаполитовых линз до (мас.%) 0.56 S, 4.8 Cl, 0.18 Sr, 0.05 Ba, которые могли быть привнесены из мраморов. Перечисленные элементы входили в состав минералообразующих флюидов, обеспечивших формирование альбититов по нефелиновым сиенитам с образованием пустот, замещение альбита скаполитом и кристаллизацию ювелирных кристаллов в полостях.

Похожие на породы третьего типа скаполитовые образования наблюдаются и в доломитовых мраморах сарыджилгинской свиты вблизи месторождения. Они образуют линзовидные концентрически-зональные тела (Рисунок 4.27, Рисунок 4.28), осевая часть которых сложена белым шестоватым скаполитом. Далее к периферии они обогащаются флогопитом, диопсидом и, наконец, переходят в кальцифиры с форстеритом. Они относятся к телам магнезиально-скарновой флогопитовая формации, гле скаполитовая И зоны формируются В эндоконтактовой части метасоматической колонки, а диопсидовая зона и кальцифиры – в экзоконтактовой (Рисунок 4.27). Их образование связано с десиликацией зорбурулюкских гранитов.

На Черногорском месторождении магнезиальных скарнов не обнаружено, но альбититовые тела и скаполитовые линзы являются синхронными с ними.

Анализ геологии известных месторождений ювелирного скаполита позволяет наметить следующую тенденцию: мариалитовые и мейонитовые проявления, вероятно, различаются генетически. Месторождения и мариалита, и мейонита локализованы в докембрийских блоках земной коры, структурно представленных древними платформами и срединными массивами.

Скаполитовая минерализация двух генерации с образованием прозрачных мелких кристаллов, установлена [Литвиненко и др., 2017] на месторождении рубина Снежное. На юго-восточном Памире в бассейне р. Дункельдык в трубке взрыва щелочных базитов установлен скаполиты магматического генезиса [Мадюков и др., 2008; 2011; Чупин и др., 2006; 2008].



Рисунок 4.27 Зональная жила в мраморах.

1 – доломитовый мрамор; 2 – кальцифир с форстеритом; 3–5 – метасоматические зоны: 3 – диопсидовая; 4 – флогопитовая; 5 – шестоватого скаполита.



Рисунок 4.28 Зональная жила в мраморах (поперечное сечение).

1 – доломитовый мрамор; 2–4 – метасоматические зоны: 2 – диопсидовая; 3 – флогопитовая; 4 – шестоватого скаполита.

Последовательность процессов на месторождении отвечает такой схеме: образование докембрийских нефелиновых сиенитов \rightarrow развитие по ним альбититов \rightarrow рост на стенках пустот шестоватого (неювелирного) скаполита \rightarrow кристаллизация в пустотах ювелирного скаполита и альбита-клевеландита. Следует заметить, что, если нефелиновые сиениты мы реконструируем, то по две генерации альбита и скаполита вполне уверенно фиксируются в образцах и шлифах.

5 ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ СО-NI, TI, NB, W, REE B КОНТУРАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На территории месторождения ювелирного скаполита диссертантом установлены промышленные количества Со и Ni [Литвиненко и др., 2019; Одинаев и др., 2019; 2020]. Кроме них в составе пород и минералов обнаружены очень высокие содержания многих важных полезных ископаемых: W, Ti, REE, Nb, Cr, V, P, Ag и др. Они подробно характеризуются ниже.

5.1 Геохимический фон Co-Ni аномалии

В результате лабораторных исследований минералов из всех типов горных пород изучаемого месторождения удалось установить, что в них почти всегда присутствуют высокие примеси Со и Ni [Литвиненко, Одинаев., 2019]. Из 800 определений состава минералов Со и Ni в них были установлены в 680 случаях. Это даёт нам основание рассматривать наличие этих элементов как типоморфный признак. Он характерен как для породообразующих (Таблица 5.1), так и для акцессорных и рудных минералов месторождения (Таблица 5.2). Почти постоянное содержание в них Со более чем в 20 раз выше кларка, а Ni – в 10 раз. При этом для кобальта $K_{\kappa} = 33$, а для никеля $K_{\kappa} = 2$. Кларки Со и Ni в земной коре составляют, соответственно 0.0018 и 0.058 % [Виноградов, 1962].

Современное определение кларков, определённое девятью группами геохимиков [Касимов, Власов, 2015], составило для Со от 0.0007 до 0.0017, а для Ni от 0.019 до 0.047 %. Эти данные подчёркивают более объективную оценку содержаний рассматриваемых элементов на исследуемом объекте. Со и Ni в очень малых количествах (на уровне предела обнаружения прибора) встречаются на смежных территориях Юго-Западного Памира [Абдушукуров и др., 2017].

В месторождениях силикатного типа коры выветривания содержания Со составляет от 0.0n до 0.n %, а Ni – от 0.7 до n×1.0 % [Методические ..., 2007]. Содержание этих элементов в породообразующих минералах на рассматриваемом объекте сопоставимы с содержанием этих металлов в горной массе (Таблица 5.1).
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P_2O_5	Cl	F	Со	Ni
						Апат	ИТ						
0,3	-	-	0,02	-	53,34	0,14	0,02	0,12	39,76	1,03	5,0	0,04	0,05
Биотит										•			
37	2,66	15,2	17,7	16,22	0,25	0,12	8,18	0,06	0,14	0,32	0,2	0,04	0,09
						Калы	цит						
-	0,01	0,02	0,7	1,24	55,44	0,04	-	-	0,06	0,01	-	0,03	0,04
						Калиш	пат						
58	-	20,9	0,1	-	0,04	2,08	10,93	0,04	0,17	-	-	0,03	0,02
						Олив	ИН						
39	0,06	0,23	19,5	40,28	0,14	0,04	-	0,07	0,35	0,01	-	0,06	0,23
			•			Плагио	клаз			•			•
65	-	22,5	0,1	0,01	2,91	10,27	0,09	0,02	0,37	0,02	0,2	0,04	0,03
			•			Пирок	сен			•			•
54	0,02	1,63	11,2	27,55	0,83	0,03	0,01	0,02	0,28	0,01	-	0,05	0,06
					Po	говая о	бманка	l					
41	1,33	11,3	18,0	10,11	11,4	2,27	1,13	0,04	0,4	0,51	-	0,06	0,10
						Скапо	ЛИТ						
54	0,03	25,3	0,1	0,03	9,14	9,1	0,43	0,04	0,16	2,1	-	0,03	0,03
						Содал	ТИТ						
37	-	33,6	0,2	-	0,09	26,46	0,04	0,03	0,14	6,52	0,1	0,04	0,06
						Флого	пит						
39	1,19	17,1	6,2	22,8	0,06	1,89	6,74	0,02	0,35	0,2	0,4	0,07	0,13
						Квар	Щ						
100,3	0,01	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,41	-	0,01	0,03	0,03
						Гран	ат						
37,6	0,42	12,43	13,9	0,21	31,63	0,05	-	-	0,28	-	-	0,02	0,02
						Хлор	ИТ						
36,4	0,01	30,88	0,06	0,02	10,73	9,79	0,06	0,08	0,29	0,01	-	0,04	0,04
						Цирк	он						
37,9	0,08	0,39	1,04	0,19	0,63	_	0,17	-	0,21	0,07	0,24	0,04	0,05

Таблица 5.1 – Химический состав нерудных минералов на месторождении

Черногорское, в мас.%

Примечание. В гранате установлена MnO 2.66, а в кварце 0.01 мас.%. Анализы выполнены микрорентгеноспектральным методом "Сатеса" SX 100, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

Высокие содержания Со и Ni во всех минералах, включая рудные (Таблица 5.2), позволяет рассматривать всю толщу горных пород месторождения Черногорское как потенциально рудоносную зону. Её площадь составляет около 54000 м². Учитывая крутопадающее залегание амфиболитов, мы объективно можем экстраполировать глубину на 100 метров. При средней плотности 3.16 т/м³

горная масса составит 17064 тыс. тонн. Среднее содержание металлов составляет: Со 0.06 %, а Ni 0.09 %. Прогнозный геохимический потенциал составит: кобальта – 102384 и никеля – 153576 тонн. Учитывая, что кобальтоносные и никеленосные породы месторождения прослежены на запад на 0.2 км, а на восток – на 1 км, потенциал этих металлов можно увеличить в четыре раза, т. е. он составит: Со – 409 тысяч тонн, Ni – 614 тысяч тонн. Ресурсный потенциал кобальта данного объекта сопоставим с запасами таких стран как Австралия и значительно превышает ресурсы кобальта Китая, России, Казахстана, Ботсваны, Греции и Новой Гвинеи (Таблица 5.3).

Таблица 5.2 – Химический состав рудных минералов на месторождении Черногорское, в мас%

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P_2O_5	Cl	F	Со	Ni
	Гематит												
-	0,01	0,01	60,5	0,01	-	0,03	-	0,02	0,26	0,02	0,1	0,09	0,07
	Ильменит												
0,1	39,99	0,09	54,9	0,35	0,01	0,01	0,02	-	0,25	0,01	-	0,07	0,08
	Магнетит												
0,1	0,17	0,14	77,7	0,1	0,04	0,02	0,01	-	0,23	-	0,3	0,11	0,46
Пентландит													
0,2	-	0,01	35,4	0,15	0,02	-	0,01	0,06	0,28	0,01	0,1	1,80	44,1
						Пири	Г						
-	-	-	46,89	-	-	-	-	0,02	-	-	-	0,06	0,11
					-	Пиррот	ИН						
3,7	0,05	0,05	65,1	0,36	0,47	0,04	-	0,02	0,39	-	0,2	0,69	0,41
	Титанит												
29	35,63	1,1	1,2	0,02	28,12	-	0,02	-	0,26	-	0,2	0,06	0,07
	Титано-магнетит												
0,07	20,13	0,15	69,64	0,26	0,02	0,05	0,01	0,04	0,28	0,01	0,02	0,09	0,02

Примечание. В титано-магнетите установлена MnO 0.11 мас.%. Анализы выполнены микрорентгеноспектральным методом "Сатеса" SX 100, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

Запасы Со в крупнейших докембрийских месторождениях Африки составляют сотни тысяч тонн [Быховер, 1984]. Рассматриваемую геохимическую аномалию месторождения ювелирного скаполита Черногорское по содержанию и ресурсам можно сравнивать с ними. По приблизительным оценкам они составляют 5 % от мировых (Таблица 5.3). Похожая геологическая ситуация

наблюдается в Угловско-Туруханском блоке Иртышской зоны смятия. Здесь в гарцбургитах и амфиболитах содержание Со достигает соответственно 0.01 и 0.007, а Ni – 0.19 и 0.01 мас.% [Туркин, Гринев, 2015].

Нужно отметить благоприятную для отработки структуру месторождения, представляющую крутопадающую на север моноклиналь. В её контурах разработка возможна открытым способом.

Таблица 5.3 – Ресурсный потенциал кобальта в Мире (в тысячах тонн) по [Быховер, 1984] с дополнениями автора

Страна	Ресурсы	% от мировых	Среднее содержание Со, в %		
Австралия	420	5,2	0,07		
Ботсвана	70	0,9	0,06		
Греция	120	0,9	0,04		
Заир	2500	31	0,31		
Замбия	540	7	0,17		
Индонезия	580	7	0,11		
Казахстан	70	0,9	0,04		
Китай	320	4	0,04		
Куба	1800	22	0,10		
Нов, Каледония	860	11	0,07		
П,–Нов, Гвинея	151	1,9	0,11		
Россия	230	2,9	0,10		
Таджикистан	409	5	0,06		

5.2 Генезис Со-Ni аномалии

Генезис Со-Ni аномалии теснейшим образом связан с дометаморфическими магматическими породами кукуртского комплекса: гарцбургиты, мельтейгиты, габброиды, нефелиновые сиениты и др. Их магматическая природа почти полностью затушёвана метаморфическими процессами. Они превращены в амфиболиты и альбититы. По химическому составу новообразованные породы соответствуют щелочным ультраосновным магматическим породам (Таблица 4.2). Их можно отнести к кортландитовой (метабазитовой) формации, выделенной в составе сарыджилгинской свиты [Буданов, 1993]. В разделе 4.4 Генезис месторождения, нами доказано, что породы этой формации, в данном случае, могут быть рассмотрены в качестве метасоматически изменённого компонента кукуртского комплекса, который является протолитом пород участка. Эти породы, по всей вероятности, явились источником Со и Ni.

В процессе полициклического метаморфизма они сохранили Со-Ni геохимическую специализацию. Первый цикл метаморфизма протекал в условиях высокотемпературной амфиболитовой, а второй – эпидот-амфиболтовой и зеленосланцевой фаций [Литвиненко, Барнов, 2011]. Влияние метаморфизма на характер размещения ассоциации Со и Ni нам пока не ясно. Соотношение содержаний этих элементов в рудных и нерудных минералах представлена на графиках (Рисунок 5.1). Самые высокие содержания Со среди рудных минералов отмечаются в пирротине до 1 % и в магнетите до 0.15 %. Самый высокий Ni – в магнетите до 0.7 %, второй по этому содержанию следует пирротин до 0.65 мас.%. Самые высокие содержания Со среди нерудных минералов отмечаются в роговой обманке и флогопите до 0.09, а самый высокий Ni находится в оливине до 0.24 %. Вторым по содержанию этого элемента следует флогопит до 0.2, третьими идут одновременно роговая обманка и биотит до 0.13 мас.%.

Благоприятным фактором для потенциально промышленного значения выявленной геохимической аномалии является преимущественная концентрация кобальта и никеля в акцессорном магнетите (в среднем соответственно 0.11 и 0.72 мас.%) и пентландите (соответственно 1.81 и 44.1 мас.%). Это может позволить достаточно легко выделить магнетит и пентландит из пород с помощью магнитной и гравиметрической сепарации, что обусловит низкую себестоимость переработки потенциальных руд.

Таким образом Co-Ni минерализация является унаследованной от первичных магматических пород кукуртского комплекса. Она представлена разубоженной концентрацией значительно более богатых скоплений.



Рисунок 5.1 Вариационная диаграмма содержаний Со и Ni в рудных (а, б) и нерудных (в, г) минералах месторождения. Содержание Со в пентландите 1.1 – 1.4 – 1.76 а Ni 32.65 – 34.67 – 36.69 %.

5.3. Анализ геохимических аномалий Ті, Nb, W, REE и др.

Во всех определениях химического состава минералов амфиболитов выявлено повышенное содержание TiO₂ до 6.4 %, среднее значение – 5 мас.% (Таблица 4.2) (Рисунок 5.2 а). Титан входит в состав роговой обманки (до 1.79 %), чёрных слюд (до 3.53 %), плюс собственные минералы титана: ильменит, титанит, рутил, а также титаномагнетит.

Наиболее высокие содержания титана наблюдаются в амфиболитах до 6.4 %, а наименьшее – в альбититах до 0.3 мас. % (Таблица 4.2). Для пород месторождения установлена обратная зависимость в содержаниях TiO₂, с его увеличением происходит уменьшение содержания SiO₂ (Рисунок 5.2 а).

Во всех породах присутствует существенная примесь **фосфора** от 0.3 % в гарцбургитах до 1.6 % в амфиболитах (Рисунок 5.2 б). Кроме минерала "хозяина" апатита он в значимых количествах присутствует во многих минералах, а в кальците его содержание доходит до 1.57 мас.% (Таблица 5.4). Его наибольшие содержания характерны для основных магматических пород: 0.14 % [Перельман, 1989]. Для Черногорского месторождения наиболее высокие содержания фосфора характерны для амфиболитов до 1.7 %, а самые низкие до 0.2 % – для альбититов (Таблица 4.2).

Наиболее высокие содержания P_2O_5 , соответственно, до 0.9 и 0.7 % характерны для пород с составом SiO₂ около 40 и 47 % (Рисунок 5.2 б).



Рисунок 5.2 Зависимости содержания TiO₂ (a) и P₂O₅ (б) от SiO₂ в различных породах Черногорского месторождения.

Таблица 5.4 – Содержание фосфора в минералах месторождения Черногорское, в мас%

№ п.п.	Минерал	P ₂ O ₅	№ п.п.	Минерал	P ₂ O ₅
1	Оливин	0,49	11	Флогопит	0,53
2	Энстатит	0,44	12	Плагиоклаз	0,47
3	Магнезит	0,36	13	Скаполит	0,51
4	Пентландит	0,28	14	Калишпат	0,38
5	Пирит	0,63	15	Хлорит	0,58
6	Магнетит	0,44	16	Содалит	0,58
7	Ильменит	0,44	17	Циркон	0,29
8	Титанит	0,56	18	Гроссуляр	0,28
9	Роговая обманка	0,54	19	Кальцит	1,57
10	Биотит	0,33	20		

Хром в породах составляет от 0.07 в гарцбургитах, до 0.01 % в амфиболитах. Он изоморфно присутствует почти во всех минералах: в рутиле до 0.2; в ильмените 0.2; в кальците 0.01–0.08 до 0.3; в оливине до 0.1; в энстатите до 0.3; в плагиоклазе 0.02-0,41; в калишпате 0.06; в гроссуляре 0.06; в роговой обманке и биотите 0.03–0.35; в апатите 0.01–0.2; содалите 0.01–0.09; в скаполите 0.01–0.2 мас.%.

Самые высокие содержания хрома отмечаются в магнетите до 9 % в герцините до 14 %. Обращает на себя внимание содержание хрома в ювелирных сиреневых скаполитах до 4.2 мас.% (Таблица 4.10).

Содержание **ниобия** в некоторых пробах достигает 0.03 %. Это соответствует содержаниям этого элемента в нефелиновых сиенитах: 0.0n–0.n.

Стронций во многих пробах присутствует в значимых количествах: 0,01– 0.23 %, среднее 0.12 %, максимальное в породе – 0.53 % (Таблица 4.2).

На западном фланге месторождения в породах установлено повышенное содержание **вольфрама** до 0.08 %. Это более чем в 600 раз выше кларка и представляет большой интерес для дальнейшего изучения.

Цинк – это типоморфный элемент основных пород (кларк 0.013 %). Он содержится в количестве 0.01–0.03 % и определён в породах второго карьера, где вероятно, находится в составе роговой обманки и слюд.

Медь наибольшие концентрации формирует в основных породах (0.01 %). В нашей породной системе её содержание составляет 0.01–0.05. В пирите содержание меди повышается до 0.1 %.

Редкие земли на территории месторождения представлены как цериевой, так и иттриевой группой. Иттрий установлен в амфиболитах до 0.004 % (Таблица 5.5). В кальците из амфиболитов содержится до 0.02 % иттрия. Церий и ниодимий содержаться в титаните, соответственно до 0.2 % (Таблица 5.6). Рентгеновским анализом установлен монацит. Мы предполагаем присутствие ксенотима и других редкоземельных минералов. Кроме того, в очень крупных значениях они установлены в ильменорутиле (Таблица 4.5). Составы редкоземельных элементов в амфиболитах нанесенные на спайдердиаграмму (Рисунок 5.3) и нормированные по хондриту [Boynton, 1984], показывают сигнатуры базальтов срединноокеанических хребтов (MORB). Наблюдается обогащение легких лантаноидов по отношению к тяжелым, но при этом отношение LaN/YbN небольшое (11.46 и 5.47 в двух измеренных образцах). В то же время, в одном образце (2(А-5)) наблюдается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* 2.61), что кристаллизации плагиоклаза Такой состав свидетельствует 0 ИЗ магмы. амфиболитах редкоземельных элементов И ИХ положение В на классификационной диаграмме (Рисунок 4.25, Рисунок 4.26) на полях ультраосновных и основных пород, может свидетельствовать об их сходстве с породами Башгумбезского офиолитового комплекса [Zancheta et al., 2018].

№ обр.	S	V	Cr	Cu	Zn	Rb	Sr	Cl	Zr	Y	Nb	Ba	W
Гарцбургиты													
1	400	-	1100	100	200	-	100	3500	100	I	-	-	-
1т	610	-	660	39	104	14	142	-	71	17	9	138	-
Амфиболиты													
4	2000	-	0.23	600	-	-	400	2200	300	-	-	-	-

Таблица 5.5 – Редкие элементы (г/т) в породах месторождения

№ обр.	S	V	Cr	Cu	Zn	Rb	Sr	Cl	Zr	Y	Nb	Ba	W
5	5600	-	1.26	400	-	-	200	1600	100	-	-	-	-
6	200	-		100	200	-	1800	3500	300	-	-	-	-
7	1400	-	1.64	500	-	-	600	3700	300	-	-	-	-
2т	160	-	25	66	117	<10	2313	-	396	34	70	154	-
3т	500	-	68	41	70	<10	473	-	275	29	55	77	-
4 _T	150	-	40	71	94	<10	1057	-	312	30	62	115	-
5т	150	-	143	195	147	29	800	-	336	44	61	254	-
A-1	640	-	478	-	48	-	422	6400	74	-	-	309	713
A-2	-	-	-	-	-	-	84	-	222	-	-	-	634
A-3	1500	158	181	<10	21	11	811	6441	96	30	16	54	555
A-4	920	-	478	-	32	22.2	253	6100	74	-	-	-	555
A-5	1300	120	<10	22	306	38	5296	4480	921	68	103	12459	-
Ш-3	2600	191	44	62	54	12	715	3056	227	29	67	73	-
Ш-21	240	-	-	-	-	-	169	2100	148	-	-	-	555
Ш-22	440	-	-	-	-	179.2	253	14100	148	-	-	565	237
Ш-23	400	-	-	32.9	-	96	338	19200	148	-	-	-	158
Ш-29	600	-	410	-	80	52.8	253	9400	74	-	-	-	237
Ш-30	120	336	68	-	80	-	338	4500	148	-	28	-	475
Ш-30	40	209	78	<10	12	10	258	1632	155	54	20	59	-
Ш-33	920	392	137	-	-	-	1099	13400	148	-	69	-	634
Ш-35	480	-	-	84.7	80	-	253	3800	592	-	209	-	237
Ш-57	80	-	-	-	-	-	84	1700	148	-	-	-	237
						Альби	титы						
13	300	-	-	-	-	-	300	-	100	-	-	-	-
14	300	-	-	-	-	-	300	-	100	-	-	-	-
15	300	-	-	-	-	-	300	-	100	-	-	-	-
16	400	-	-	-	-	-	400	-	100	-	-	-	-
17	300	-	300	-	100	-	400	400	200	-	-	-	-
18	2400	-	300	-	100	-	3800	400	100	-	-	-	-
19	300	-	200	-	100	-	300	300	200	-	-	-	-
Ш-18	360	18	<10	<10	<10	<10	302	211	77	66	11	26	-
Ш-19	400	121	62	18	35	<10	2489	240	65	26	<10	31	-
Ш-28	960	-	205	-	80	-	3213	400	74	-	-	-	237
Ш-31	120	56	205	-	80	-	338	400	148	-	28	-	237
Ш-32	120	-	137	-	40	-	253	300	148	-	-	-	317
Ш-34	-	224	-	-	-	-	84	500	444	-	28	-	475
Ш-57-1	520	-	-	-	-	37	253	700	148	-	-	-	237
Ш-65	-	-	-	25.2	-	-	253	700	3	-	-	-	872

Примечание. В А-1, кроме того, установлен Тb 0.96; в Ш-57-1 – Se 30.9; в А-3 и Ш-35 – Ce, соответственно, 377 и 344.3; в Ш-57 и Ш-31 – Mo, соответственно, 29.3 и 49.2; в А-3, Ш-3, Ш-30, Ш-18 и Ш-19, А-5 – Pb, соответственно, <10 и 21, 366; в А-3, А-5, Ш-30, Ш-18, и Ш-19 – As, соответственно, до <10; в А-3, А-5, Ш-3, Ш-30, Ш-18, Ш-19 – U и Th <10. Анализы выполнены рентгено-флуоресцентным методом в ГЕОХИ И.А. Рощиной, в ИГЕМ А.И. Якушевым, в ОАО «Рогунская ГЭС» М.Н. Авезовом.

Серебро постоянно присутствует в пирите в количестве от 0.01 до 0.11 % – 100 г/т до 1.1 кг/т.

Таблица 5.6 – Редкие, редкоземельные и некоторые другие элементы (г/т) в некоторых минералах месторождения

№ обр.	S	V	Cr	Zn	Sr	C1	Zr	Y	Nb	W	
Скаполит											
Scp	1800	-	10	100	2100	39100	-	-	-	-	
Scp-1	680	-	-	32	676	43600	7	-	-	2061	
Scp-2	800	-	-	-	761	42600	14	-	-	1665	
	Титанит										
Ш-81	н.о.	-	н.о.	-	-	-	1214	1646	1132	135	
Ш-82	Н.О.	-	н.о.	-	-	-	807	1315	1223	95	
Ttn-1	600	1961		-	84	600	2590	1654	1048	475	
Ttn-2	н.о.	-	137	-	84	300	3775	1732	1188	713	
Рутил											
Ш-71	<500	-	1642	-	-	-	370	<8	1608	-	
Ш-90	<500	-	1437	-	-	-	444	<8	1817	-	
Ш-91	<500	-	1574	-	-	-	444	<8	2027	-	
				Б	иотит						
Ш-70	600	289	181	22	26	4979	13	22	42	-	
Bt-1	-	-	-	5302	-	-	-	-	139	-	
Кальцит											
Ш-71 (Cal)	1000	<10	<10	<10	801	<100	<10	179	<10	-	
Cal-1	80	-	_	-	591	-	22	164	13	-	
Cal-3	160	-	-	-	930	-	14	-	-	-	

Примечание. В Scp-1 и Scp-2 – Br, установлены, 53.9 и 38.7; в Scp-1 и Scp-2 – Se, соответственно, 52.8 и 47.3; в Ш-70, Ш-71(Cal) – Pb, соответственно, <10; в Ш-70 и Ш-71(Cal) – As, соответственно, до <10; в Scp, и Ш-70, Bt-1, Ш-71(Cal) – Cu, соответственно, 100 и 10; в Ш-70, и Bt-1, Ш-71(Cal) – Rb, соответственно, 367 и 11430, <10; в Ш-71, Ш-90, Ш-91, Ш-70, Ш-71(Cal) – U и Th, соответственно, до <10; в титанитах – Th, соответственно, от 316 до 421, а – Nd соответственно, от 1114 до 1629, Ce, от 1139 до 1384; в Ш-81 и Ш-82 – Sm, соответственно, по 603; в Ш-81 и Ш-82 – Sn, соответственно, 149 и 123; в Ш-81 и Ш-82 – Gd, соответственно, по 434; в Ш-70 и Ш-71(Cal) – Ba, соответственно, 506 и 13; в Bt-1 Cs-574, Sc-332, Eu-308, Tb-6.5, Ga-300. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в ГЕОХИ И. А. Рощиной, в ИГЕМ А. И. Якушевым, в ОАО «Рогунская ГЭС» М.Н. Авезовым.



Рисунок 5.3 Спайдердиаграмма редкоземельных элементов в амфиболитах Черногорского месторождения.

На относительно небольшой площади 360 х 110-180 метров Черногорского месторождения ювелирного скаполита и его флангах выявлен широкий спектр рудных элементов. Магматический генезис вмещающих месторождение пород почти полностью метаморфическими процессами затушёван. Нам удалось выявить реликты на основе минералогических И петрохимических ИХ исследований. Установление полиминеральной геохимической аномалии указывает [Перельман, 1989] на их парагенетическую связь с ультраосновными и основными магматическими породами.

Составы редкоземельных элементов нормированы по отношению к хондриту [Boynton, 1984].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты наших исследований позволяют рекомендовать Министерству промышленности Республики геологии И Министерству Таджикистан месторождение ювелирного скаполита Черногорское как потенциально комплексный объект на Со-Ni сырьё, на котором требуется проведение первоочередных поисково-оценочных работ. В перспективе данный объект может явиться новым типом месторождений Со, Ni и, возможно, других металлов: Nb, W, Ti, REE.

Метасоматические карбонатиты месторождения Черногорское, имеют пространственную и, вероятно, генетическую связь с гарцбургитами, габброидами и нефелиновыми сиенитами. Они имеет отчётливый метасоматический генезис, замещая силикатные минералы.

В музкольской серии обнаружен новый щелочной минерал содалит, составляющий ассоциацию с нефелином, альбитом, калиевым полевым шпатом, а также присутствие двух темных слюд: биотита и флогопита. Эта ассоциация участие образовании месторождения подтверждает В высокощелочных магматических пород – нефелиновых сиенитов. Их реликты установлены. Территория месторождения скаполита Черногорское осложнена новой для кукуртского комплекса ультраосновной породой – гарцбургитом. Эта порода вместе с реликтами высокощелочных пород свидетельствует, что предыдущие представления о его генезисе [Дмитриев, Скригитиль, 1982; Дюфур, Порицкий, Котов, 1994; Курилин, 1987] должны быть пересмотрены. Диссертант предлагает рассматривать генезис ювелирного скаполита по следующей схеме, состоящей из 4 эпизодов.

Черногорского 1) Вмещающими породами месторождения явились образования кукуртского комплекса. Они представлены гарцбургитами, нефелиновыми сиенитами И габброидами. Гарцбургиты впервые нами обнаружены в музкольской серии.

2) Структуру месторождения мы определяем как линзовидно-гнездовую с секущими контактами. Она обусловлена первичным структурным соотношением интрузивных пород, которые были метаморфизованы в амфиболиты и альбититы.

3) Линзы альбититов вмещают пустоты с ювелирным скаполитом (мариалитом). Они образовались путём метасоматического замещения нефелиновых сиенитов, которое происходило с отрицательным объёмным эффектом, обусловившим возникновение пустот.

4) Замещение альбита шестоватым скаполитом, слагающим стенки полостей, связано с высокотемпературным гидротермальным процессом. Внутри полостей на альбитовых затравках – центрах кристаллизации – росли ювелирные цветные кристаллы скаполита (мариалита).

Последовательность процессов на месторождении отвечает такой схеме: формирование меланократовых габброидов с мелкими телами нефелиновых сиенитов — развитие по последним альбититов с пустотами — рост на стенках пустот шестоватого (не ювелирного) скаполита — кристаллизация в пустотах ювелирного скаполита.

Ab – альбит	Mgt – магнетит
Ар – апатит	Ne – нефелин
Вt – биотит	Ol – оливин
Cal – кальцит	Phl – флогопит
Chl – хлорит	Pn – пентландит
Di – диопсид	P1 – плагиоклаз
Dol – доломит	Ру – пирит
En – энстатит	Ро – пирротин
Grt – гранат	Qtz – кварц
Grs – гроссуляр	Rt – рутил
Нет – гематит	Scp – скаполит
Hbl – роговая обманка	Sdl – содалит
Ilm – ильменит	Ttn – титанит
Kfs – калиевый полевой шпат	Ti-Mgt – титано-магнетит
Mgs – магнезит	Tur – турмалин
Нс – герцинит	Zrn – циркон
Ср – халькопирит	Srp – серпентин
н.о. – неопределённо	n – количество определений.

СПИСОК СОКРАЩЕННЫХ СИМВОЛОВ

ГРУП – Геологоразведочная экспедиция по драгоценным и поделочным камням

АН РТ – Акалемия наук Республика Таджикистан

МГРИ – Российский Государственный Геологоразведочный Университет именем Серго Орджоникидзе

ВИМС – Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского

ТПЭ – Труды Памирской экспедиции

ИГЕМ РАН – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук

ГЕОХИ РАН – Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Абдушукуров Д.А., Кобулиев З.В., Мамадалиев Б., Минаев В.Е. Тяжелые металлы в басейне реки Гунт на западном Памире. – Вестник КРСУ. 2017. Т. 17, № 1. С. 101–106.

2. Агеева Л.И., Дмитриев Э.А. Древнейшие интрузивы основного состава Центрального Памира. – Докл. АН Тадж. ССР, 1975, Т. ХУШ, № 2, С. 47-50.

3. Банк Г. В мире самоцветов. М.: Мир, 1979, 158 с.

4. Бархатов Б.П., Мельник Г.Г. Нижний палеозой Памира и Дарваза. – ДАН СССР, Т. 136, № 2, 1961.

5. Бархатов Б.П. Маршрут Хорог – устье р. Висхарви в кн.: Путеводитель экскурсий II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, Изд. АН Тадж. СССР, 1962.

6. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: ЛГУ. 1963. 244 с.

7. Баранов И.Г. Геологическое исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 36, 1935.

8. Бируни А.Р. Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия). Л.: Изд-во АН СССР, 1963, 518 с.

9. Бубнова М.А. Древние рудознатцы Памира. Душанбе: 1993, 174 с.

10. Буданов В.И. Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности). Тектоника Памира и Тянь-Шаня «Материалы II Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе. Изд-во М.: «Наука» 1964, – С. 24–36.

11. Буданов В.И., Буданова К.Т. Геолого-петрологическая характеристика обнаженного кристаллического фундамента // Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. С. 56–112.

Буданов В.И. Эндогенные формации Памира. Душанбе: Дониш. 1993.
 299 с.

13. Буданова К.Т. Гранитогнейсовые купола Южного Тянь-Шаня и Памира. In Геология и геофизика Таджикистана. Edited by М.Б. Акрамов and Р.Б. Баратов. Дониш, Душанбе. 1985. – С. 288–297.

14. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1991. 336 с.

15. Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М.: Недра. 1984. 574 с.

16. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.

17. Виниченко Г.П., Кухтиков М.М. О возрасте музкольскго метаморфического комплекса на Восточном Памире // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1969. № 3 (33). С. 72-79.

18. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. №7. С. 555–571.

19. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Мб 1:500000, ВСЕГЕИ, 1989.

20. Геология и геофизика Таджикистана (№3 Земная кора, тектоника и магматизм Памира и прилегающих районов Таджикистана). Душанбе: Дониш, 1993, 388 с.

21. Геологический словарь, М.: Недра, 1978, т.1, т.2.

22. Гилев А.В. Ювелирный кордиерит Центрального Памира // Минералогия Таджикистана, Душанбе: Дониш, 1989, вып. 8, С. 33-47.

23. Гинзбург А.И., Фельдман Л. Г. Редкометальные пегматиты и граниты.
– В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: «Наука», 1976, С. 274-284.

24. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Дюфур М.С. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа. Л.: Наука, 1981, 304 с.

25. Горохов И. М., Дюфур М.С., Неймарк Л.А. и др. Раннепалеозойские фрагменты Гондваны в покровах Центрального Памира и Низких Гималаев: геохимические и изотопные характеристики // Стратиграфия. геол. корреляция. 1993. № 3. С. 20-34.

26. Губин И.Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования). Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2, 1943, 101-117.

27. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (Геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960, 465 с.

28. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1966. Т. 4. 479 с.

29. Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Первая находка нефелиновых пород на Памире. М.: Изд-во Наука. – Докл. АН СССР, 1971, Т. 196, №1, С. 190-191.

30. Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Схема магматизма восточной части зоны Центрального Памира. – Докл. АН Тадж. ССР, 1972, Т. 15, №2, С. 47-50.

 Дмитриев Э.А., Злобин Г.А. Физико-химические условия образования нефелина в габброидных породах Восточного Памира. – Докл. АН Тадж. ССР. – 1976. Т. XIX. С. 38–42.

32. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976, 171 с.

33. Дмитриев Э.А. Кукуртский комплекс // Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. 1978. С. 84–87.

34. Дмитриев Э.А. Генетические типы камнесамоцветной минерализации Центрального Памира. Изд-во Наука. – Докл. АН СССР, 1982, т. 266, №3, С. 691-694.

35. Дмитриев Э.А., Скригитиль А.М. Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира. Докл. АН Тадж. ССР, 1982, Т. XXV. №10. С. 612-614.

36. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и их перспективы на камнесамоцветное сырье. – Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-матем. хим. и геол. наук, 1983, №3 (89), С. 48-57.

37. Дмитриев Э.А., Дусматов В.Д., Дроздов В.М., Верхотуров В.Е. О скаполитовой минерализации в породах Восточной части зоны Центрального Памира. В сб.: Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987, С. 30-32.

38. Добрецов Н.А., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., ХлестовВ.Е. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 432 с.

39. Дронов В.И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. Тектоника Памира и Тянь-Шаня «Материалы II Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе. Изд-во М.: «Наука» 1964, – С. 14–23.

40. Дуткевич Г.А. Геологическое исследования в Шоркуль-Мынхаджирском районе на Восточном Памире в 1933 г. Л.: Тр. ТПЭ, 1933 г., Издво АН СССР вып. 36, 1935, 79 с.

41. Дюфур М.С. Геологическое развитие Центрального Памира. Вестн. ЛГУ, сер. геол.и геогр., вып. I, № 6, 1962.

42. Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: Изд-во ЛГУ. 1970. 126 с.

43. Дюфур М.С., Котов Н.В. Термодинамические условия проявления метаморфизма и метасоматоза в породах восточной части Центрального Памира. – Изв. АН СССР, Сер.геол., 1972, №10, С. 24-36.

44. Дюфур М.С. О возрасте Музкольского метаморфического комплекса Восточного Памира и взаимоотношении этого комплекса с окружающими породами // Вестник ЛГУ. Сер. геогр. и геол. 1974. № 12. С. 48-57.

45. Дюфур М.С., Порицкий М.С., Котов Н.В. Метасоматиты Кукуртского месторождения ювелирных скаполита (Восточный Памир). – Геология и геофизика, 1994, Т. 35, №2, С. 91-95.

46. Дюфур М.С., Кольцов А.Б., Золотарев А.А., Кузнецов А.Б. Корундосодержащие метасоматиты Центрального Памира. Петрология, 2007, Т. 15, №2, С. 160-177.

47. Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. М.: ОНТИ, 1936, -576 с.

48. Ёров З.Ё., Вольнов Б.А. Полезные ископаемые и перспективы развития горной промышленности Памира. Душанбе-Хорог, 2006, 154 с.

49. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитообразования (экспериментальное изучение, компьютерная модель). Сборник научных статей экспериментальные проблемы геологии. М.: «Наука» 1994, С. 83–104.

50. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981, 283 с.

51. Золотарев А.А. Ювелирный скаполит с Восточного Памира и некоторые общие особенности конституции скаполитов. Санкт-Петербург, Наука. – ЗВМО, 1993, № 2, С. 90-102.

52. Золотарев А.А., Дюфур М.С. Состав, кристаллоструктурные особенности и генезис ювелирного кордиерита с Восточного Памира. – ЗВМО, 1995, №2, С.76-86.

53. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Граниты Шатпутского комплекса и жильные образования Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 7. С. 76-87.

54. Иванов Д.Л. Путешествие на Памир. – Изв. РГО, т. XX, вып. 5, 1884, С. 209–252.

55. Иванов Д.Л. Краткий очерк о геологическом исследовании на Памире. Зап. Русск. Мин. об-ва, сер. 2, т. XXV, 1886.

56. Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Московского университета. Сер.5. География. 2015. №2. С. 7–17.

57. Курилин Е.Н. Скаполит месторождения Кукурт // Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе. 1987. С. 32–34.

58. Кухтикова Т.А., Гайский В.Н., Бунэ В.И. О сейсмичности Таджикистана в 1955 г. // ДАН Тадж.ССР. 1957. Т.71. №2. С. 3-20.

59. Карта полезных ископаемых СССР, масштаб 1:200000, серия Памирская, J-43-XV. Мельник Г.Г., 1964.

60. Карта плутонических комплексов Восточной части Центрального Памира, масштаб 1:200000, Минаев В.Е., Дмитриев Э.А., Володин П.К., 1971.

61. Клопотов К.И. Слюдянка: краткий минералогический путеводитель // Минералогический альманах. 2006. Т. 10. С. 6–30.

62. Литвиненко А.К. О рутило-скаполитовых жилах (Юго-Западный Памир). – ЗВМО, 1995, № 6, С. 47-53.

63. Литвиненко А.К. Нуристан-Южнопамирская провинция докембрийских самоцветов // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 4. С. 305–312.

64. Литвиненко А.К. Нуристан-Южнопамирская камнесамоцветная провинция (геология и минерагения): автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук: 25.00.11 / Литвиненко Андрей Кимович. – М., 2005. – 56 с.

65. Литвиненко А.К. Реконструкция бокситоподобных осадков в раннепротерозойских метаморфитах Центрального Памира // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Екатеринбург. 2008. Т.1. С. 428–430.

66. Литвиненко А.К., Барнов Н.Г. История Памирских самоцветов. – Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010, № 4, С. 70-74.

67. Литвиненко А.К., Барнов Н.Г. Генетические типы скаполита сарыджилгинской свиты музкольской метоморфической серии (Центральный Памир). – Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2011, № 1, С. 23-29.

68. Литвиненко А.К. Минерагения драгоценных камней Нуристан-Южнопамирской провинции. Германия: Palmarium academic publishing. 2012. 290 с.

69. Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., Шарифи Д.Д. Две генерации скаполита месторождения рубина Снежное, Центральный Памир. – Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2017. № 1. С. 82-86.

70. Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., **Одинаев Ш.А.** Условия образования стенок пустот на месторождении ювелирного скаполита Черногорское,

Центральный Памир. – Материалы международной научно-практической конференции «Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ-РГГРУ)». Т.I; МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе, – М.: Изд. НПП «Фильтроткани». – 2018. С. 220-221. ISBN 978-5-9906475-6-5.

71. Литвиненко А.К., **Одинаев Ш.А.** СО-NI оруденение на месторождении ювелирного скаполита Черногорское, Центральный Памир. – Материалы XIV международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» Т.II; «Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле - минерагении, минералогии и геммологии, петрологии и геохимии». МГРИ им. Серго Орджоникидзе, – М.: Изд. НПП «Фильтроткани». – 2019. С. 114-117. ISBN 978-5-9906475-6-5.

72. Литвиненко А.К., **Одинаев Ш.А.** Минералы титана на месторождении ювелирного скаполита Черногорское, Центральный Памир. – Материалы XIV международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» Т.II; «Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле - минерагении, минералогии и геммологии, петрологии и геохимии». МГРИ им. Серго Орджоникидзе, – М.: Изд. НПП «Фильтроткани». – 2019. С. 305-306. ISBN 978-5-9906475-6-5.

73. Литвиненко А.К., **Одинаев Ш.А.** Промышленные содержание Со и Ni в минералах месторождения Черногорское, Центральный Памир. - Тезисы докладов восьмой научно-практической школы-конференции молодых ученых и специалистов с международным участием, посвященная 140-летию со дня рождения В.В. Аршинова. М.: ВИМС, 2019, – С. 77-79. ISBN 978-5-6042742-3-1.

74. Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., **Одинаев Ш.А.**, Утенков В.А. Геология Черногорского месторождения ювелирного скаполита на Центральном Памире (Таджикистан) // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 96-108.

75. Литвиненко А.К., **Одинаев Ш.А.**, Малахов Ф.А. Первая находка содалита и нефелина на месторождении ювелирного скаполита Черногорское (Центральный Памир) // Разведка и охрана недр. 2019. № 7. С. 17-22.

76. Литвиненко А.К., **Одинаев Ш.А.**, Верчеба А.А. Кобальт и никель в нерудных минералах месторождения ювелирного скаполита Черногорское, Центральный Памир // Горный журнал. 2019. №11. С. 50-53.

77. Мадюков И.А., Чупин В.П., Кузьмин Д.В. Высокобарические расплавные включения в скаполите (нижнекоровые ксенолиты гранулитов из диатрем Памира) – Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимиии и IV симпозиума APIFIS, Москва, 22-25 сент., 2008, 2008.-М.: ИГЕМ РАН.- Т. 1. С. 208-211.

78. Мадюков И.А., Чупин В.П., Кузьмин Д.В. Генезис скаполита из гранулитов (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира): результаты изучения расплавных включений. – Геология и геофизика. 2011, Т. 52, № 11, С. 1677-1694.

79. Менерт К.Р. Петрология докембрийского комплекса фундамента // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, С. 455-462.

80. Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. – Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 156-158.

81. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых (Со и Ni руд). МПР РФ от 05.06.2007 №37-р.

82. Могаровский В.В., Дмитриев Э.А. К геохимии земной коры и верхней мантии восточной части Центрального Памира. – Док. АН Тадж. ССР, 1985, т.28, №11, С. 662-666.

83. Наливкин Д.В., Чуенко П.П., Попов В.И., Юдин Г.Л. Геологическое строение Памира. Тр. Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКТП СССР; вып. 182, М.-Л.: Изд-во НКТП - Гос. науч.-техн. геол.-разведочное, 1932, - 104 с.

84. Наливкин Д.В. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги ТПЭ,М.: Изд-во АН СССР, 1936, С. 35-86.

85. Николаев В.А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. – Научн. итоги Тадж.-Пам. эксп., М.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 329-387.

86. Одинаев Ш.А., Литвиненко А.К. Метасоматические карбонатиты междуречье Кукурт-Зорбурулюк, Центральный Памир (Республика Таджикистан) // Сборник статей VII Всероссийской молодёжной конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий», Уфа, РН-БашНИПИнефть, 2019, – С. 104-108.

87. Одинаев Ш.А. Находка шелочных минералов (нефелин, содалит, калишпат и альбит) на Черногорское месторождение ювелирного скаполита на Центральном Памире (Таджикистан) // Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. XXV Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа 2019». Конференция приурочена к 80-летию Института геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Екатеринбург: ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 2019, – С. 106-109.

88. Одинаев Ш.А. Особенности образования ювелирного скаполита Черногорского месторождения, Центральный Памир // Материалы международной научно-практической конференции «Проблемы инженерной геологии, геотектоники Таджикистана и сопредельных территорий», посвященной 70-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора Таджибекова Мадатбека, Душанбе: Изд-во ТНУ, 2019. – С. 163-170. ISSN 2664-1534.

89. Одинаев Ш.А. Геологические особенности альбититов с ювелирным скаполитом Черногорского месторождения (Центральный Памир) // Материалы международной научно-практической конференции «Проблемы инженерной геологии, геотектоники Таджикистана и сопредельных территорий», посвященной 70-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора

Таджибекова Мадатбека, Душанбе: Изд-во ТНУ, 2019. – С. 296-302. ISSN 2664-1534.

90. Одинаев Ш.А., Литвиненко А.К., Верчеба А.А., Ятимов У.А. Геохимическая аномалия кобальта и никеля на площади Черногорского месторождения ювелирного скаполита, Центральный Памир (Таджикистан) // Горные науки и технологии. 2019. Том. 4, №4. – С. 282-291. DOI: 10.17073/2500-0632-2019-4-282-291.

91. Одинаев Ш.А., Литвиненко А.К., Авезов М.Н. Аномалия Со-Ni на площади месторождения Черногорское ювелирного скаполита, Центральный Памир (Республика Таджикистан) // Сборник тезисов докладов I Молодёжной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ. М.: ЦНИГРИ, 2020, – С. 150-153.

92. Одинаев Ш.А., Литвиненко А.К., Федоров А.В., Авезов М.Н., Ятимов У.А. Карбонатиты с титанитом и рутилом из месторождения ювелирного скаполита Черногорское, Центральный Памир // Разведка и охрана недр. 2020. № 4. (в печати).

93. Пашков Б.Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники Музкольского комплекса метаморфических пород (Центральный Памир). Материалы по геологии Памира, вып. II, 1964, С. 4-37.

94. Пашков Б.Р., Дмитриев Э.А. Музкольский кристаллический массив (Центральный Памир) – Бюллетень Московского общества испытателей природы.
– Отдел геологический. 1981, Т. 56, Вып. 3, С. 18-33.

95. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. АН СССР, Геотектоника. 1990, №3, С. 70-79.

96. Попов В.И. Полезные ископаемые южного Таджикистана. Л.: ТПЭ, 1936, 480 с.

97. Перельман А.И. Геохимия: Учеб. для геол. спец. вузов. – 2-е изд., перераб, и доп. – М.: Высш. шк., 1989. 528 с.

98. Перчук Л.И. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.

99. Петрография Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1988, т.3, 283 с.

100. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1978, 343 с.

101. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.

102. Прокофьев В.Ю., Перетяжко И.С., Загорский В.Е. Включения высокотемпературных хлоридных рассолов в скаполите Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир). Докл. АН. М.: Наука, 2000. Т. 370. № 5. С. 665-667.

103. Разыков З.А., Гусаков Э.Г., Марущенко А.А., Ботов А.Ю., Юнусов М.М. Урановые месторождения Таджикистана. Худжанд.: ООО Хуросон, 2001, 212 с.

104. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1976. 207 с.

105. Рафикова Ф.З. Термобарогеохимические условия образования скаполитового месторождения Кукуртского камнесамоцветного узла (Восточный Памир): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.11 / Рафикова Фарида Зинатовна. – М., 1994. – 23 с.

106. Рафикова Ф.З. Скаполитовая минерализация Кукуртского камнесамоцветного узла (Восточный Памир) // Вестник МГУ, 1994, серия 4, № 6, С. 49-54.

107. Россовский Л.Н., Морозов С.А., Скригитиль А.М. Особенности формирования миароловых пегматитов Восточного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №5. С. 92-103.

108. Сергуненков Б.Б. Ювелирный скаполит с хребта Туракулома (Памира). – ЗВМО, 1989, № 4 (118), С. 84-90.

109. Седова И.С. Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным изучения минералообразующих сред // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, С.182-191.

110. Солодов Н.А., Семёнов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжёлым литофильным редким металлам. М.: Недра. 1987. 438 с.

111. Спиридонов Э.М. Генетические типы месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Изд-во Московского ун-та. 2006. 61 с.

Скригитиль А.М. Драгоценные камни Восточного Памира // Тез. докл.
 I Геммологического совещания. 1985. Черноголовка. С. 15-16.

113. Скригитиль А.М. Драгоценные камни в пегматитах Восточного Памира // Мир камня. 1996. № 11, С. 16-25.

114. Синицын Н.М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира). – Уч. зап. ЛГУ, № 268, 1959, С. 88-101.

115. Таджикская Советская Социалистическая Республика. Душанбе, 1974, 408 с.

116. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: «Наука» 1964, 218 с.

117. Терехов Е.Н., Круглов В.А., Левицкий В.И. Редкоземельные элементы в корундсодержащих метасоматитах и связанных с ними породах Восточного Памира // Геохимия. 1999. № 3. С. 238-250.

118. Туркин Ю.А., Гринев Р.О. Гипербазиты и амфиболиты угловскотуруханского блока иртышской зоны // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 394. С. 261–269.

119. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИА-Природа, 2003. – 493 с.

120. Хабаков А.В. Восточная часть Музкольского хребта. Сб. Тадж. Компл. Эксп. 1932, Л.: 1933, С. 91-92.

121. Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Мадюков И.А. Расплавные включения в минералах скаполитсодержащего гранулита (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира). – Доклады РАН, 2006, т. 407, № 6, С. 823-827.

122. Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Мадюков И.А., Турэ Ж.Л.Р. Флюиды и расплавы на глубине: данные по магматическим включениям, на примере Юго-Восточного Памира. – Петрология литосферы и происхождение алмаза: Тез. докл. Междунар. симпозиума, посвящ. 100-летию со дня рождения акад. В. С.

Соболева, Новосибирск, 5-7 июня 2008 г., 2008. - Новосибирск: Изд-во СО РАН. -С. 110, 134.

123. Aminov J, Guillaume Dupont-Nivet, Stephane Guillot, Pierrick Roperch, Carole Cordier, Max Wilke, Mamadjanov Y., Johannes Glodny, Konstanze Stübner, Hong Chang, Marc Poujol, Antje Musiol, Ashuraliev S. and Yatimov S. Tectonic evolution of the South and Central Pamir terranes from petrologic and paleomagnetic analyses of Cretaceous-Paleogene volcanics // Geophysical Research Abstracts. 2019. Vol. 21, EGU2019-14069.

124. Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Developments in geochemistry (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.

125. Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, London (450 pp.).

126. Sorokina E.S., Litvinenko A.K., Hofmeister W., Häger T., Jacob D.E., Nasriddinov Z.Z. Rubies and Sapphires from Snezhnoe, Tajikistan // Gems & Gemology. 2015. Vol. 51. No. 2. P. 160–175.

127. Superchi M., Pezzotta F., Gambini E., Castaman E. Yellow scapolite from Ihosy, Madagascar // Gems & Gemmology. 2010. V. 46. № 4. pp. 72–78.

128. Schmidt, J., Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Stübner, K., Stearns, M., Kylander-Clark, A., Cottle, J.M., Alexander, A., Webb, G., Gehrels, G., and Minaev, V. 2011. Cenozoic deep crust in the Pamir. Earth and Planetary Science Letters, 312: 411–421. doi:10.1016/j.epsl.2011.10.034.

129. Stearns, M.A., Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Rutte, D., and Kylander-Clark, A.R.C. 2015. Titanite petrochronology of the Pamir gneiss domes: Implications for middle to deep crust exhumation and titanite closure to Pb and Zr diffusion. Tectonics, 34: 784–802. doi:10.1002/2014TC003774.

130. Ciriotti M.E., Faccio L., Pasero M. Italian type minerals. Edirioni plus – Universitadi Pisa. Pisa. 2009. 235 pp.

131. Dirlam D.M., Misiorowski E.B., Tozer R., Stark K.B., Basset A.M. Gem Welth of Tanzania /// Gems & Gemmology. 1992. V. 28. № 2. pp. 46-55.

132. Rutte, D., Lothar Ratschbacher, Susanne Schneider, Konstanze Stübner, Michael A. Stearns, Muhammad A. Gulzar, and Bradley R. Hacker. Building the Pamir-Tibetan Plateau—Crustal stacking, extensional collapse, and lateral extrusion in the Central Pamir: 1. Geometry and kinematics // Tectonics. 2017. Vol. 36. P. 1–43.

133. Koulakov, I., and Sobolev, S.V. 2006. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region. Geophysical Journal International, 164: 425–440. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02841.x.

134. Rutte, D., Ratschbacher, L., Schneider, S., Stubner, K., Stearns, M.A., Gulzar, M.A., and Hacker, B.R. 2017a. Building the Pamir-Tibetan Plateau - Crustal stacking, extensional collapse, and lateral extrusion in the Central Pamir: 1. Geometry and kinematics. Tectonics, 36: 342–384. doi:10.1002/2016TC004293.

135. Rutte, D., Ratschbacher, L., Khan, J., Stübner, K., Hacker, B.R., Stearns, M.A., Enkelmann, E., Jonckheere, R., Pfänder, J.A., Sperner, B., and Tichomirowa, M. 2017. Building the Pamir-Tibet Plateau—Crustal stacking, Extensional Collapse, and Lateral Extrusion in the Central Pamir: 2. Timing and Rates. Tectonics,

136. Gem News I nternational // Gems & Gemmology. 2011. V. 47. № 1. pp. 83-92.

137. Zwaan C. Enstatite, Cordierite, kornerupine and scapolite with Unusual Propeties from Embilipitiya, Sri-Lanka // Gems & Gemmology. 1996. V. 32. № 4. pp. 23-35.

138. Käßner A., Ratschbacher L., Jonckheere R., Enkelmann E., Khan J., Sonntag B.-L., Gloaguen R., Gadoev M., Oimahmadov I. // Cenozoic intracontinental deformation and exhumantion at the northwestern tip of the India-Asia collision – southwestern Tian Shan, Tajikistan, and Kyrgystan. Tectonics. 2015. Vol. 35. Iss. 9. P. 2171–2194.

139. Zhou Y., Jiankun He, Oimahmadov I., Gadoev M., Pan Z. Wang W., Abdulov Z., Rajabov N. Present-day crustal motion around the Pamir Plateau from GPS measurements // Gondwana Research. 2016. Vol. 35. P. 144–154.

140. Middlemost, E.A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37(3-4), 215-224.

141. Hayden H. Notes on the Geology of Chitral, Cilgit and the Pamiars. Records of the Geological Survey of India, v. XV, p. 4, 1916.

142. Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Rutte, D., Stearns, M.A., Malz, N., Stübner, K., Kylander-Clark, A.R.C., Pfänder, J.A., and Everson, A. 2017. Building the Pamir-Tibet Plateau-Crustal stacking, extensional collapse, and lateral extrusion in the Pamir: 3. Thermobarometry and Petrochronology of Deep Asian Crust. Tectonics,. doi:10.1002/2017TC004488.

143. Koulakov, I. 2011. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116: 1–22. doi:10.1029/2010JB007938.

144. Sippl, C., Schurr, B., Yuan, X., Mechie, J., Schneider, F.M., Gadoev, M., Orunbaev, S., Oimahmadov, I., Haberland, C., Abdybachaev, U., Minaev, V., Negmatullaev, S., and Radjabov, N. 2013. Geometry of the Pamir-Hindu Kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118: 1438–1457. doi:10.1002/jgrb.50128.

Schurr, B., Ratschbacher, L., Sippl, C., Gloaguen, R., Yuan, X.H., Mechie,
 J., Bernd, S., Lothar, R., Christian, S., Richard, G., Xiaohui, Y., James, M., Schurr, B.,
 Ratschbacher, L., Sippl, C., Gloaguen, R., Yuan, X.H., Mechie, J., Lothar, R., Christian,
 S., Richard, G., Xiaohui, Y., and James, M. 2014. Seismotectonics of the Pamir.
 Tectonics, 33: 1501–1518. doi:10.1002/2014TC003576.

146. Schneider, F.M., Yuan, X., Schurr, B., Mechie, J., Sippl, C., Haberland, C., Minaev, V., Oimahmadov, I., Gadoev, M., Radjabov, N., Abdybachaev, U., Orunbaev, S., and Negmatullaev, S. 2013. Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir. Earth and Planetary Science Letters, 375: 101–112. Elsevier. doi:10.1016/j.epsl.2013.05.015.

147. Schneider, F.M., Yuan, X., Schurr, B., Mechie, J., Sippl, C., Kufner, S. -K., Ratschbacher, L., Tilmann, F., Oimahmadov, I., Gadoev, M., Minaev, V., Abdybachaev, U., Orunbaev, S., Ischuk, A., and Murodkulov, S. 2019. The Crust in the Pamir: Insights from Receiver Functions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth,. doi:10.1029/2019JB017765. 148. Kufner, S.K., Schurr, B., Sippl, C., Yuan, X., Ratschbacher, L., Akbar, A. s/of M., Ischuk, A., Murodkulov, S., Schneider, F., Mechie, J., and Tilmann, F. 2016. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia). Earth and Planetary Science Letters, 435: 171–184. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.epsl.2015.11.046.

149. Kufner, S.-K., Schurr, B., Haberland, C., Zhang, Y., Saul, J., Ischuk, A., and Oimahmadov, I. 2017. Zooming into the Hindu Kush slab break-off: A rare glimpse on the terminal stage of subduction. Earth and Planetary Science Letters, 461: 127–140. doi:10.1016/j.epsl.2016.12.043.

150. Zanchi, A., Angiolini, L., Zanchetta, S., Nicora, A., and Vezzoli, G. 2013. The Cimmerian accretion of SE Pamir and its relationships with the surrounding Cimmerian blocks.

151. Zanchetta, S., Worthington, J., Angiolini, L., Leven, E. J., Villa, I. M., & Zanchi, A. (2018). The Bashgumbaz Complex (Tajikistan): Arc obduction in the Cimmerian orogeny of the Pamir. Gondwana Research, 57, 170-190.

152. Schwab, M., Ratschbacher, L., Siebel, W., McWilliams, M., Minaev, V., Lutkov, V., Chen, F., Stanek, K., Nelson, B., Frisch, W., and Wooden, J.L. 2004. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet. Tectonics, 23: n/a-n/a. doi:10.1029/2003TC001583.

153. Robinson, A.C. 2015. Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau. Journal of Asian Earth Sciences, 102: 170–179. doi:10.1016/j.jseaes.2014.09.012.

Фондовая

154. Драников В.С. Геологическое строение и полезные ископаемые Шатпутской площади. (Информационный отчет Рангкульской партии о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1:50000, проведенных в 1991-1992 гг. на Шатпутской площади (в І-ой том книги) листы У-43-53-В, Г; У-43-54-В; У-43-65-Б; У-43-66-А-а, в. 1993 г.) Фонды ГУГ. Душанбе. 1993. 32 с. 155. Скригитиль А.М. и др. Предварительная разведка месторождения скаполита Кукурт (нижнее горизонты) за 1987-91 гг. Памиркварцсамоцветы, Фонды ГУГ. Душанбе. 1991, 102 с.

156. Ходжаев С.А. Результаты поисково-оценочных работ на месторождении рубина Снежное за 1998-2002 г. г. (геологический отчет Мургабской группы участков) ГУП «Чамаст», Фонды ГУГ. Душанбе, 2003. 188 с.

157. Алиназаров У.С., Куканбеков З.А. Информационный отчет о результатах поисково-оценочных работ на цветные камни Восточного Памира (Кукуртский узел) (на тадж. языке). Фонды ГУГ. Душанбе, 2018. 58 с.