

М. П. Попов

**ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
В ВОСТОЧНОМ ЭКЗОКОНТАКТЕ
АДУЙСКОГО МАССИВА В ПРЕДЕЛАХ
УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ**



Екатеринбург - 2014

Министерство образования и науки Российской Федерации
Государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Уральский государственный горный университет»



М. П. Попов

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
В ВОСТОЧНОМ ЭКЗОКОНТАКТЕ
АДУЙСКОГО МАССИВА В ПРЕДЕЛАХ
УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Научная монография

Екатеринбург – 2014

**Издание подготовлено при информационной
поддержке Уральского отделения
Российского минералогического общества**

Рецензенты: *Огородников В. Н.*, д-р геол.-минерал. наук, профессор УГГУ;
Жернаков В. И., канд. геол.-минерал. наук, доцент УГГУ;

Печатается по решению Редакционно-издательского совета
Уральского государственного горного университета

Попов М. П.

П 58 Геолого-минералогические особенности редкометальной минерализации в восточном экзоконтакте адуйского массива в пределах уральской изумрудоносной полосы: научная монография / М. П. Попов; Урал. гос. горный ун-т. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. – 136 с.

ISBN 978-5-8019-0337-8

Изложены современные представления о геологическом строении Уральской Изумрудоносной полосы. Подчеркнута важная роль структурного и литологического контроля редкометального оруденения. Дано описание месторождений, морфологии и условий локализации рудных тел. Приводится описание условий локализации и характера распределения александрита-хризоберилла, фенакита, берилла, флюорита и тантал-ниобиевой минерализации. Предлагается комплекс прогнозно-оценочных методов редкометальной минерализации.

Данное научное издание предназначено для геологов, минералогов и студентов горных и геологических вузов, а также будет интересно коллекционерам минералов и всем тем, кто интересуется историей освоения уникальных месторождений Урала.

УДК 55(470.5)+553(470.5)+549(470.5)

ISBN 978-5-8019-0337-8

© Попов М. П., 2014
© Уральский государственный
горный университет, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Уральская изумрудоносная полоса (Уральские Изумрудные копи) является всемирно известным рудным районом, в котором расположены крупнейшие в России месторождения изумруда, александрита и фенакита. В минерагеническом отношении под данным названием целесообразно рассматривать весь комплекс месторождений, рудопроявлений и минеральных ассоциаций, генетически связанных с Адуйским гранитным массивом и пространственно объединенных в одной полосе (около 30км) в пределах восточного экзоконтакта массива.

Наряду с промышленно-экономическим значением Уральских Изумрудных копей, единственного в России поставщика изумрудов и александритов, они играют большую роль в качестве источника разнообразных минеральных образцов для тематических коллекций, пользующихся повышенным спросом у коллекционеров, музеев и учебных заведений всего мира. История освоения и отработки данного рудного района является одной из замечательных страниц развития Урала, где отразились все технические, научные и главным образом минералогические достижения за период с 1830 по 2014 гг.

Главной особенностью месторождений на территории Уральской изумрудоносной полосы является крайне неравномерный характер распределения редкометальной минерализации в рудных зонах. Изучение геолого-минерагенических особенностей и закономерности в локализации редкометальной минерализации позволит получить новые данные для понимания условий образования её месторождений и приведет к открытиям новых перспективных объектов.

Анализ большого фактического материала, собранного автором и имеющимся в литературе, позволил создать генетическую классификацию и выделить промышленные типы месторождений в пределах Уральской изумрудоносной полосы, описать геолого-структурные особенности данного рудного района.

Уральские Изумрудные копи являются классическим рудным и минералогическим объектом, который изучается более 180 лет. За это время открыты десятки месторождений и проявлений редкометальной минерализации; найдено и изучено 195 минералов; добыты тонны уникальных минералогических штуфов изумрудов и александритов, сотни тонн камнесамоцветного сырья.

История геологических и минералогических исследований на территории Уральской изумрудоносной полосе связана с именами Н.И. Кокшарова, А. Е. Ферсмана, П. П. Пятницкого, К. А. Власова, Г.Н. Вертушкова, А. И. Шерстюка, В. И. Жернакова. За период освоения проведены многочисленные и многоплановые исследования, накоплен большой научный и практический материал, который лег в основу данной работы.

Автор признателен В. И. Жернакову, В. Н. Огородникову, Ю. А. Поленову, прочитавшим рукопись и сделавших ряд ценных замечаний. Отдельно автор выражает большую признательность П. Е. Попову, Н.В. Бондаренко, Е. Н. Поповой за постоянную помощь в работе, ценные советы и поддержку.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ВИМС – ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М.Федоровского» (ФГУП «ВИМС»)

МРУ – Малышевское рудоуправление

СГИ – Свердловский Горный Институт

Глава 1.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ И УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ

23 января 1831 г. (по старому стилю) является официальной датой открытия месторождения. В этот день на месте первой находки изумрудов по приказу командира Екатеринбургской гранильной фабрики Якова Васильевича Коковина были начаты горные работы, вскоре здесь вырос прииск, получивший название Сретенском (ныне Свердловское месторождение).

В ранний период освоения Изумрудных копей (1831-1839 гг.) были выявлены почти все известные в настоящее время месторождения: в 1832 г. – Старский (Троицкий) прииск (теперь Первомайское месторождение), в 1833 г. крестьянами Карелиным и Голендухиным был открыт Мариинский прииск (Малышевское месторождение), в 1838 г. – Хитный прииск (Красноармейское месторождение) и другие [29].

В 1831 г. первые сведения об условиях залегания изумрудов приводит Я. В. Коковин, который впервые отметил, что главной породой изумрудоносной жилы является слюдяной сланец, залегающий в тальковом сланце.

До 1839 г. добычные и разведочные работы в районе осуществляются под руководством И. И. Вейца. В этот период интенсивно начинает разрабатываться вновь открытый Мариинский прииск. Затем работы на приисках в связи со сложностью их разработки прекращаются и не производятся вплоть до 1900 г. И. И. Вейц составил несколько прекрасных карт-планов и зарисовок забоев. В строении метаморфической толщи И. И. Вейц особо выделял диориты, считая их исходной породой для образования разнообразных сланцев.

К. И. Гревик, исследовавший район Изумрудных копей с 1853-1855г., считал, что изумруд связан с жилами слюдяных сланцев, залегающих среди тальковых сланцев. Он установил, что изумруды отсутствуют в хлоритовом сланце, в серпентините и в самом граните.

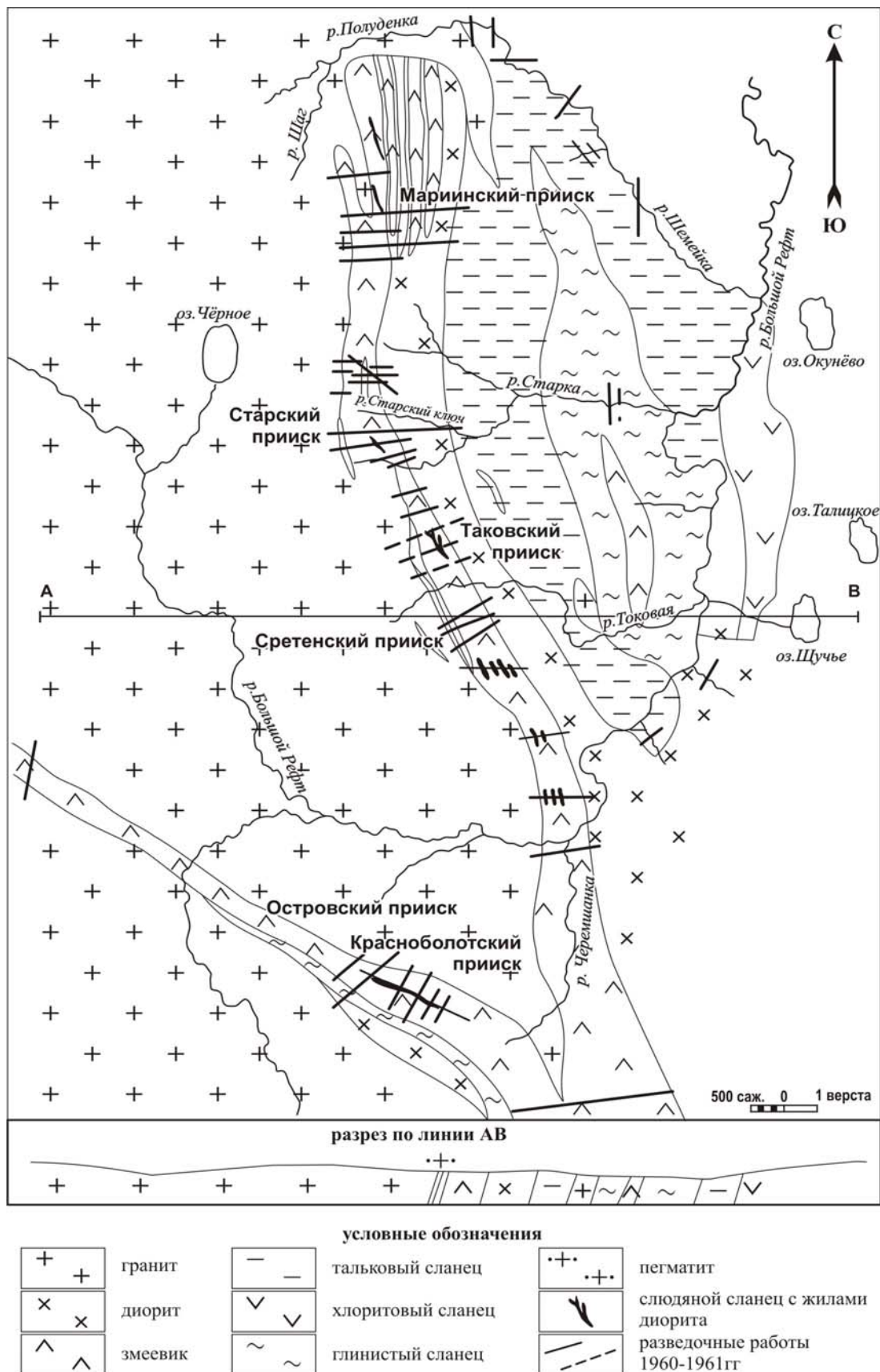


Рис. 1. Петрографическая карта Изумрудных копей и их окрестностей (по материалам П. И. Миклашевского, 1862 г.)

- прииски (в кружках):*
- 1 - Марининский
 - 2 - (Старский) Троицкий
 - 3 - (Токовской) Люблинский
 - 4 - Сретенский
 - 5 - Красноболотский
 - 6 - (Заревтинский) Островский

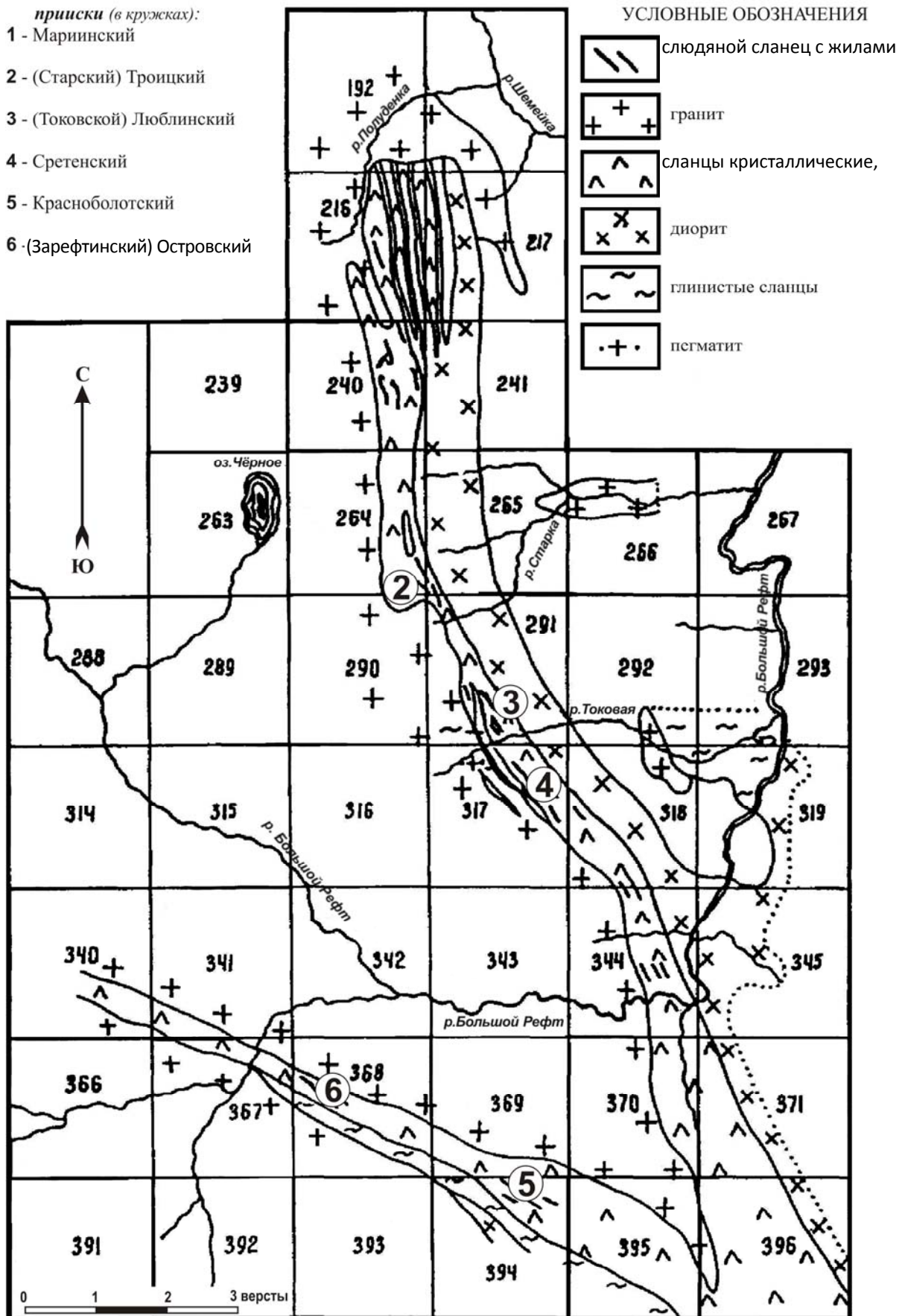


Рис. 2. Карта месторождений изумрудов в Монетной даче на Урале (по материалам Гимиелевского, 1914 г.)

По результатам работ 1860-1861 гг., горный инженер П. И. Миклашевский составил схематическую геологическую карту (рис. 1) с первым подробным описанием геологического строения Изумрудных копей [52]. Однако, он неудачно связал генезис изумрудов с диоритами и этим более чем на 50 лет задержал правильное разрешение этого вопроса. Кроме того, Миклашевский пришел к ошибочному заключению об отсутствии закономерностей в распределении изумрудов в рудных телах и, как следствие этого, о невозможности прогнозирования изумрудоносности.

В период с 1862 по 1900 гг. Изумрудные копи совершенно не изучались. Они переходили от одних частных арендаторов к другим (Кониар, Трунов, Поклевский-Козелл, Нечаев). В 1891-1898 гг. на старых отвалах работали местные крестьяне и хитники.

В 1884 г. А. П. Карпинский составил первую геологическую карту Восточного склона Среднего Урала в масштабе 10 верст в дюйме, которая оказала существенное влияние на направление последующих геологических исследований в этом районе.

В 1898 г. Нечаев передал копи в концессию (за 10000 руб. в год) англо-французской компании «The New Emerald's company», владевшей копиями Muzo в Колумбии. Компания в течение почти 18 лет хищнически выработывала наиболее богатые участки и жилы и вывезла (или уничтожила) почти все основные архивы. Компания не выделяла средств на составление рационального плана эксплуатации месторождения в целом и не проводила никаких работ по его изучению. Во время первой мировой войны компания прекратила добычу, а позднее совершенно отказалась от концессии [29].

Первые сведения по минералогии и минерагении района были приведены П. А. Земятченским, который считал, что изумруды и бериллы образовались раньше слюдяных сланцев, в которых они локализуются [24].

П. Н. Деев (1911) был управляющим Изумрудными копиями в 1910-1911 гг. Он произвёл тщательные зарисовки забоев и описание добычных работ на Троицком прииске.

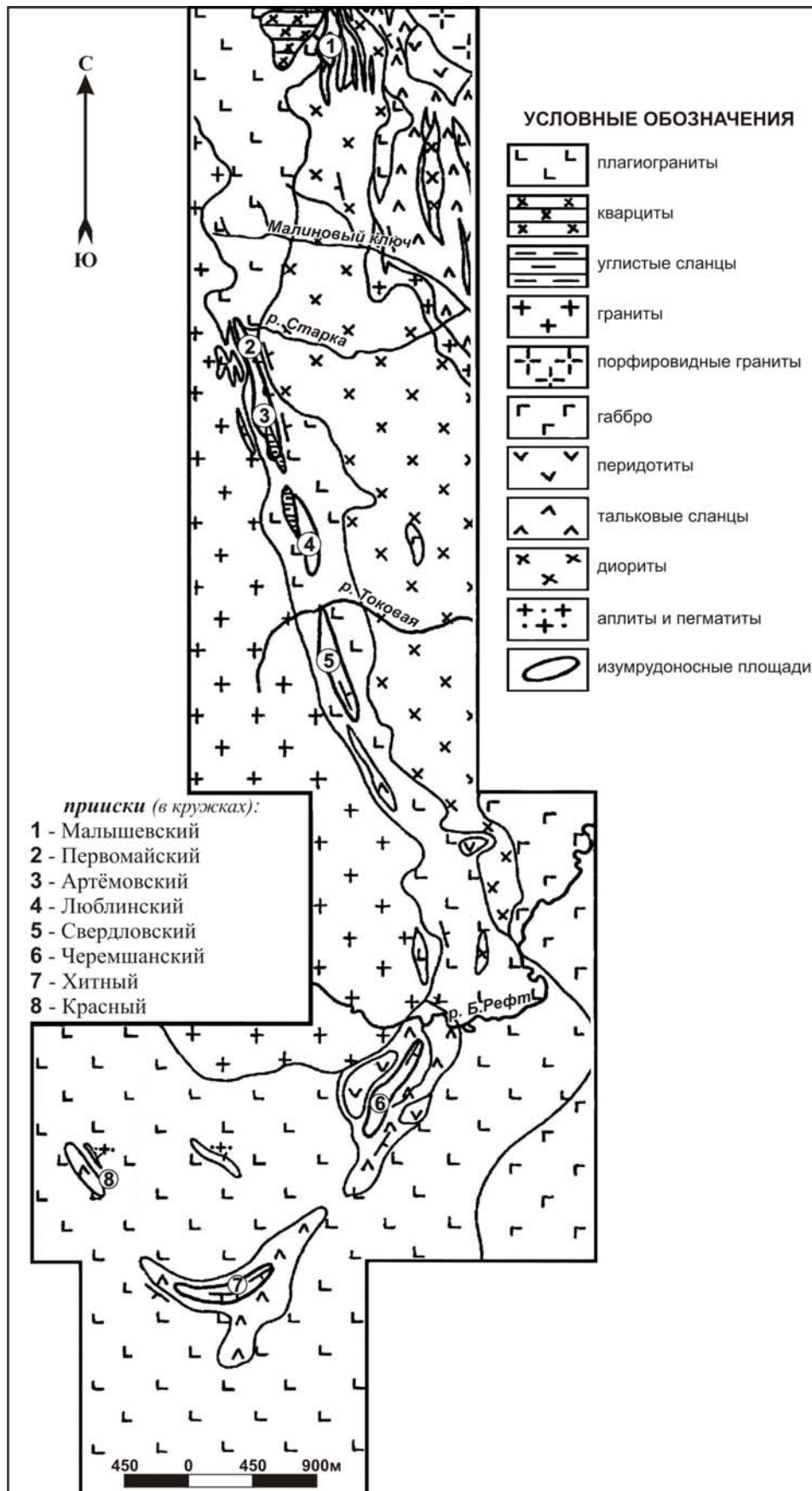
Е. В. Гомилевский (1914) приводит геологическую карту Уральских Изумрудных копей (рис. 2), составленную им по материалам П. И. Миклашевского. Эта карта была использована А. Е. Ферсманом [84] в работе, посвященной Изумрудным копиям.

Во второй половине 1919 г. прииски были национализированы. После национализации исследованием района по поручению Геологического Комитета занимались В. А. Вознесенский и С. М. Белов, которыми была составлена первая топографическая карта района в масштабе 1: 25000, уточнена изумрудоносная полоса и подтверждена геологическая связь изумрудов с жильными дериватами гранитной интрузии. Последнее впервые было отчетливо установлено, независимо друг от друга, А. Е. Ферсманом (1913) и Н. С. Михеевым (1913), а затем поддержано Ф. И. Кандыкиным (1922) и П. М. Юдинсоном (1923).

С 1928 по 1933 гг. Н. М. Успенский и А. П. Буров продолжали работы по геологическому исследованию района Изумрудных копей. Под их руководством были выполнены топографические, геолого-съёмочные и поисковые работы почти на всех участках копей. Осенью 1929 г. на Троицком месторождении впервые за всю историю освоения Изумрудных копей была поставлена разведка колонковым бурением. Н. М. Успенским была составлена геологическая карта района Изумрудных копей (рис. 3) в масштабе 1:15000, а также детальные геологические планы отдельных месторождений в масштабах 1:500 и 1:1000 и подробное описание месторождений (с петрографическим очерком). В вопросе генезиса Изумрудных копей Н. М. Успенский развивал точку зрения П. И. Миклашевского, т. е. связывал образование изумрудоносных жильных тел с диоритовой интрузией [81].

С 1929 по 1933 гг. изучением Изумрудных копей занимался П. П. Пятницкий (1929, 1932, 1934), который придерживался гипотезы десиликации и объяснял образование изумрудоносных жил взаимодействием гранитных пегматитов с метаморфизованными диоритами, а не с ультраосновными породами. Помимо того, он полагал, что окраска изумрудов связана с хромом в достаточном количестве содержащемся в пегматитообразующем расплаве, а не с хромом, заимствованным из боковых пород [73].

В течение 1934-1936 гг. Изумрудные копи изучались К. А. Власовым, который, будучи также сторонником гипотезы десиликации, развил и дополнил идеи А. Е. Ферсмана. К. А. Власов и Е. И. Кутукова продолжали работы в 1938-1941 гг. и после значительного перерыва возобновили их в 1956 г. Результаты своих работ они обобщили в монографии (1960), в которой приводится подробное описание жильного комплекса, детальная



**Рис. 3. Геологический план района Изумрудных Копей
(по материалам Н. М. Успенского, 1928-1930 гг.)**

характеристика минералов, геохимический очерк и вопросы генезиса уральских изумрудов [5].

В 1940 г. В. И. Матвеев составил сводную работу по геологии гранито-гнейсового комплекса пород района Адуйских пегматитов. Данная работа является итогом многолетних исследований этой территории и сопровождается геологической картой масштаба 1:50000. Указывается на возможность обнаружения в зоне экзоконтакта Мурзинско-Адуйского плутона месторождений драгоценных камней и редких металлов.

В 1942 г была организована Изумрудная геологоразведочная партия (экспедиция № 8), которая до 1958 года проводила в районе широкие поисково-оценочные работы на берилл.

П. К. Олерский в своем отчете впервые дает сведения о трещинной тектонике и металлогении района, а также приводит классификацию жильного комплекса Изумрудных копей и касается вопроса генезиса месторождений [55].

В 1948-1949 гг. сотрудниками СГИ (Г. Н. Вертушков, Е. З. Бурьянова, А. К. Подногин, А. И. Шерстюк) была выполнена работа «Минералогия рудного комплекса Изумрудных копей», в которой помимо подробной характеристики приводится и классификация жильного комплекса.

В 1958 г сотрудниками СГИ (А. А. Малахов, Б. И. Пильщиков, А. К. Подногин, А. И. Шерстюк) и коллективом геологов Изумрудной партии геологоразведочного отдела комбината № 3 (Л. А. Изергин, А. Ф. Ласковенков, Е. А. Потапов, Н. В. Серговская, Н. Ф. Шестаков и др.) была составлена геолого-структурная карта Изумрудных копей в масштабе 1:10000 и объяснительная записка к ней. В процессе проведенных работ внесены существенные изменения и представления о возрасте и взаимоотношениях толщ и свит, обрамляющих с востока Адуйский массив.

В 1961 г. А. Г. Жученко заканчивает геологическую съемку западного контакта Адуйского массива в границах листов 0-41-III-A (юж. пол.) и 0-41-III-B. По данным автора Адуйский массив сложен разновозрастными гранитами, для расчленения которых нужна постановка крупномасштабного геокартирования. Рекомендована оценка рудоносности некоторых площадей на молибден, бериллий.

В отчете Е. И. Кутуковой приводится детальная геолого-петрографическая характеристика, строение рудных тел, минералогия Мариинского месторождения и рассматриваются генетические вопросы [45].

Ф. Ф. Золотухин в диссертационной работе обобщил результаты геологоразведочных и горно-эксплуатационных работ на Мариинском месторождении. Им впервые были выделены зоны разломов как главные рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры; подчеркнута главная роль трещинной тектоники и даек диоритовых порфириров в рудоотложении; выявлены основные закономерности размещения рудных тел и распределения бериллия (и частично изумрудов); установлена зональность месторождения; произведена оценка глубоких горизонтов месторождения и перспектив района, а также рассмотрены генетические и экономические вопросы [28].

Б.И. Пильщиков (1966) дает сведения о геолого-структурных особенностях района Изумрудных копей.

В 1964-1970 гг. в границах Баженовского дунит-гарцбургитового массива геологическую съемку масштаба 1:10000 проводил А. Н. Мардиросьян. В отчете дано детальное петрографическое описание перидотитовой, базальтовой и гранитной формации. Рассматриваются вопросы взаимоотношения дунитов с гарцбургитами и пироксенитами, а также связи процессов серпентинизации с образованием хризотил-асбеста.

А. И. Шерстюк, Л. И. Кравцова и др. в работе приводят описание геологии района и месторождения, петрографическую характеристику пород вмещающего комплекса, классификацию и минералого-петрографическую характеристику рудных тел, геохимию и генезис месторождения [93].

В 1969-1970 гг. минералого-геохимическое изучение танталоносных пегматитов и их кор выветривания в Адуйской редкометальной зоне проводят Н. А. Солодов и В. Н. Павлова.

В 1970-1974 гг. на площади листов 0-41-99-Г, 0-41-III-Б и 0-41-III-Г проводилось геологическое доизучение масштаба 1:50000 Белоярской ГСО УКСЭ [74]. В результате работ составлена наиболее современная геологическая карта района Адуйского и Каменского массивов. Впервые осуществлено детальное (до толщ и подтолщ) расчленение стратифицируемого комплекса пород, с привлечением данных по их

возрасту и составу. Дана минералого-петрографическая, геохимическая и петрофизическая характеристика всех интрузивных образований, которые впервые подразделены на разновозрастные магматические комплексы, а некоторые на фазы и фации. В обобщенном виде дана оценка перспектив экзоконтактных зон Адуйского и Каменского массивов на редкометальное оруденение, в том числе и на танталоносные коры выветривания. Выявлено несколько проявлений драгоценных и поделочных камней. Рассмотрены вопросы генезиса ряда месторождений рудных и неметаллических полезных ископаемых. Приводятся принципиально новые данные, которые существенно уточняют представления о геологическом строении, магматизме и металлогении района Изумрудных копей.

В 1971 г. Л. Н. Смирновым составлена объяснительная записка к геологической карте Уральской изумрудоносной полосы масштаба 1:25000 и к карте изумрудоносности Центрального рудного поля масштаба 1:10000. На картах с большой детальностью обобщен весь имеющийся к тому времени геологический материал, полученный в процессе выполнения в этом районе многолетних поисковых и разведочных работ. На основании обобщения материалов по изумрудоносности района определены перспективы прироста запасов изумрудов, которые связаны с месторождениями: Свердловское, Черемшанское и им. Крупской. Предсказано выявление новых проявлений и месторождений в Центральном рудном поле [77].

А. И. Шерстюк, А. А. Койнов (1973) провели минералого-геохимические исследования с целью разработки критериев оценки продуктивности рудных тел на изумрудное сырье.

В 1973-1978 гг. В. П. Олерским и др. выполнены геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50000 Рефтинской площади. По данным проведенных работ, разработана подробная стратиграфическая схема района. Площадь работ разделена на ряд структурно-тектонических блоков и структурно-фациальных зон с различными особенностями метаморфизма и особенностями металлогении [56].

В 1976 г. С. И. Мормиль, Н. Е. Чистяков, Б. К. Львов и др. закончили работу по геологическому обоснованию выбора перспективных площадей и разработке направлений поисков на танталоносные коры выветривания в пределах Восточно-Уральского

поднятия, на площади между Мурзинско-Адуйской и Джабык-Карагайской гранитными интрузиями. На основании проведенных исследований был сделан вывод, что наиболее контрастными признаками редкометальной специализации отличаются граниты, слагающие Мурзинский и Адуйский массивы.

И. И. Куприянова в своей работе описывает геологическое строение Мариинского (Малышевского) месторождения, типы бериллиевого оруденения, последовательность минералообразования, характеристику метасоматических пород, рассматривает генетические особенности месторождения [37].

В. И. Жернаков и др. разработали методику минералогического картирования продуктивных слюдитовых жил и дали рекомендации по снижению потерь изумрудов [14].

В 1979-1984 гг. Западно-Адуйская ГСП УГСЭ проводила групповое геологическое доизучение масштаба 1:50000 на площади листов 0-41-87-В (юж. пол.), 0-41-99-А,Б,В и 0-41-III-А,В. Большой заслугой данных работ является открытие Гагарского месторождения золота, характеризующегося своеобразным минеральным составом руд. Составлена структурно-тектоническая карта южной части Мурзинско-Адуйского антиклинория с рудно-формационной нагрузкой, представляющая интерес при металлогенических обобщениях.

М. А. Зубов, А. Е. Цыганов и др. в своих работах дают характеристику первичных геохимических ореолов, рассматривают зональность и вопросы генезиса [31].

А. Ф. Ласковенков в диссертационной работе выявил зональность в строении Адуйского пегматитового поля, установил закономерности распределения редких металлов в пегматитах и дал на этой основе рекомендации по расширению сырьевой базы МРУ [47].

В. И. Жернаков, Ф. Ф. Золотухин в отчете СГИ дали подробную характеристику изумрудоносных гнезд, условий их локализации, а также рассмотрели закономерности распределения изумрудов и указали на конкретные критерии оценки и прогнозирования изумрудной минерализации [16].

В 1983 г. Центральная ГПП УГСЭ выполняла тематическую работу о выработке критериев прогнозирования танталового оруденения в границах Адуйского рудного поля. В отчете по исследованиям

суммированы материалы по изучению рудоносности района и выделен ряд перспективных участков, требующих более детального изучения.

И. И. Куприянова, А. Ф. Ласковенков и др. (1984) в предварительном совместном отчете сотрудников ВИМСА и Малышевского рудоуправления предлагают принципиально новые и заслуживающие внимания критерии оценки изумрудности, основанные на люминесцентных свойствах отдельных минералов.

В. И. Жернаков, Ф. Ф. Золотухин, В. П. Горячко (1986) предлагают проводить оценку изумрудности слюдитовых жил и участков месторождения по нарастающей бальной системе. В основе метода оценки лежат выявленные закономерности распределения изумрудов и установления зависимости содержания (выхода) готовой изумрудной продукции от мощности слюдитовых жил с учётом особенностей их минерального состава, строения, элементов залегания и других факторов [17].

В 1989 г. проведено геологическое доизучение масштаба 1:25000 Малышевской площади и общие поиски на редкие металлы в Адуйской зоне и на коренное золото на Полуденском участке. Впервые составлена карта масштаба 1:25000 для площади доизучения. Дана подробная характеристика геологического строения района. Интрузивные образования подразделены по возрасту, составу, формационной принадлежности и подразделены на комплексы, обладающими своеобразными чертами металлогенической специализации. Составлена структурно-тектоническая схема Малышевско-Асбестовской площади масштаба 1:100000. Изучены закономерности размещения полезных ископаемых [51].

М. П. Попов в диссертационной работе впервые комплексно описал позднебериллиевую минерализацию на Мариинском месторождении, входящем в состав Уральских Изумрудных копей. Установлено, что позднебериллиевая минерализация Мариинского месторождения может служить источником ограночного сырья (эвклаз) и коллекционного материала (гинзбургит, бехоит, клинобехоит) [61].

В. И. Жернаков в 2011 г. выпускает монографию «Изумрудные копи. Изумруд. Александрит. Фенакит. Онтогения и филогения». В ней автор обобщает многолетние исследования по морфологии, свойствам и строению кристаллов изумруда, александрита и фенакита. В работе описаны характеристики условий локализации и приводятся факторы,

обеспечивающих рост прозрачный, интенсивно окрашенных драгоценных камней на известном Мариинском месторождении [23].

Представительные сводки минералов Уральских Изумрудных копей приведены в работах П. А. Земятченского (1900), А. Е. Ферсмана (1925), Н. М. Успенского (1933), К. А. Власова и Е. И. Кутуковой (1960), В. Я. Герасименко (1991), М. П. Попова, В. И. Жернакова и др.(1998).

Глава 2.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО РАЙОНА УРАЛЬСКАЯ ИЗУМРУДОНОСНАЯ ПОЛОСА

2.1. Геолого-структурная позиция района

Район Уральской Изумрудоносной полосы (часто называемый «Уральские Изумрудные копи») расположен в полосе шириной 2 км и длиной около 30 км. Всего насчитывается 42 месторождения и рудопроявления. Одни из них, такие как Мариинское, Троицкое и Сретенское, относятся к крупнейшим и известны всему миру, другие по ряду причин – менее известны. Особенностью геологического строения района является широкое развитие магматических образований, среди которых резко преобладают разнообразные по составу и возрасту интрузивные комплексы пород, слагающие обособленные массивы [51]. По возрасту и пространственной приуроченности интрузивные образования района группируются в три обособленные ассоциации, отражающие главные этапы тектоно-магматической активизации в истории геологического развития этой части Уральской геосинклинали, а именно: раннесилурийскую, среднедевонскую и верхнепалеозойскую.

Район Изумрудных Копей расположен на сопряжении двух структурно-формационных зон: Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральской вулканогенной зоны, разделённых региональным Сусанско-Асбестовским тектоническим швом [27]. Этот разлом маркирует зону древнего субмеридионального рифта (рис. 4), фрагментом которого является Мурзинско-Адуйский (Салдинско-Мурзинский) тектонический блок, состоящий из микроконтинента с реликтами докембрийской континентальной коры и палеозойских гранитных комплексов с небольшими останцами древних осадочно-метаморфических толщ. На востоке Мурзинско-Адуйский (Салдинско-Мурзинский) тектонический блок ограничен Режевской (Толмачёвско-Асбестовской) вулканической зоной, представленной островодужными и океаническими (офиолитовыми) комплексами нижнего силура.

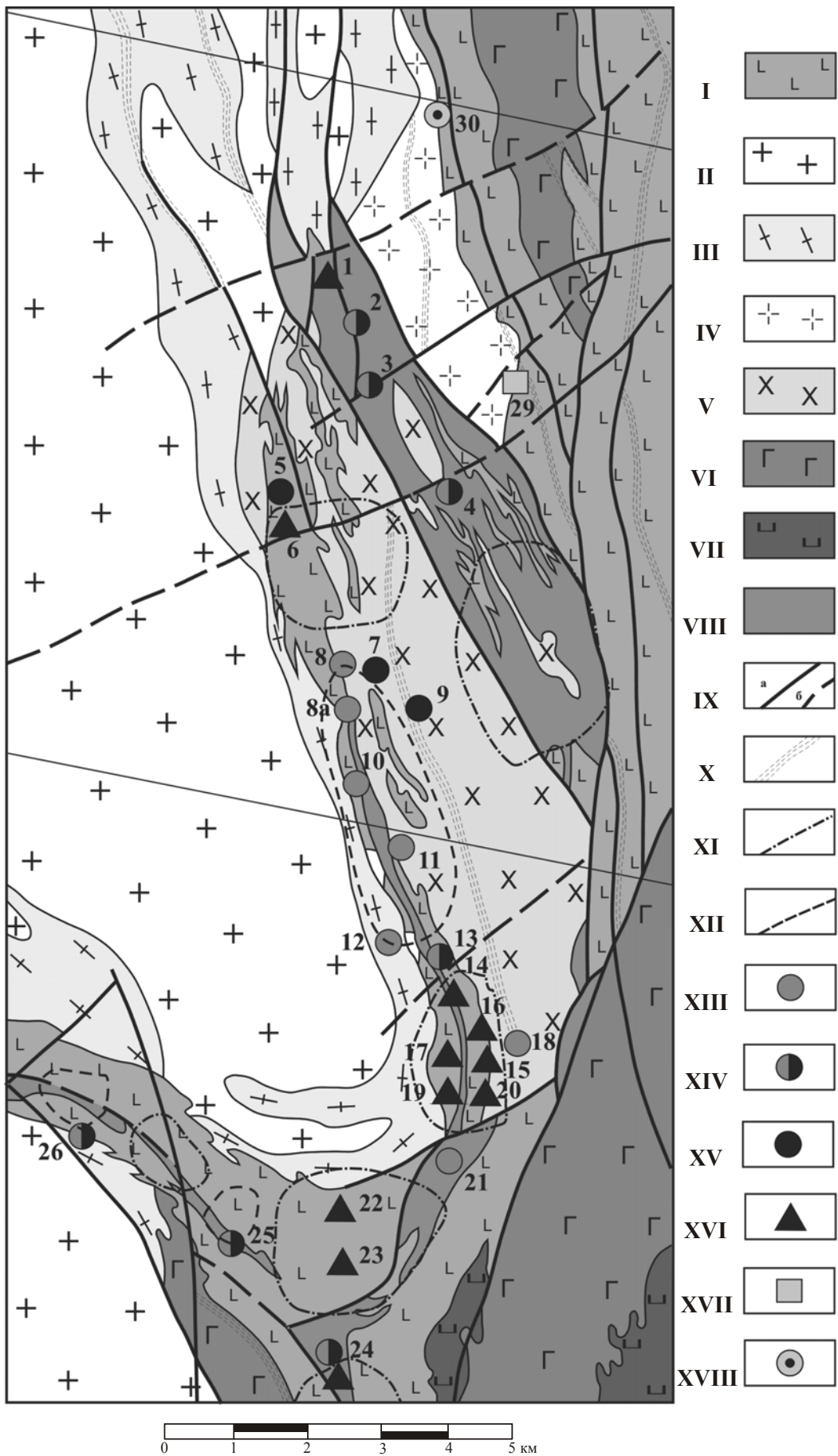


Рис. 4. Схема расположения месторождений и проявлений рудного района [Попов и др., 2008] (с дополнениями):

I – кремнисто-базальтовая и риолит-базальтовая толща S_1 (андезиты, углисто-кремнистые сланцы, амфиболиты, кварциты); II – граниты; III – гранито-гнейсы с ксенолитами вмещающих пород; IV – аляскитовые граниты; V – диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты; VI – габбро и апогаббровые амфиболиты; VII – дуниты, перидотиты, серпентениты; VIII – серпентениты оталькованные, тальк-карбонатные, хлорит-тальковые породы; IX – разломы (*a* – установленные, *b* – предполагаемые); X – зоны дробления, рассланцевания и милонитизации пород; XI – области воздымания кровли; XII – области погружения кровли; XIII – изумрудные месторождения; XIV – изумрудные-бериллиевые месторождения; XV – бериллиевые месторождения; XVI – редкометалльные месторождения; XVII – молибденовые месторождения; XVIII – золоторудные месторождения; 1 – Полуденское месторождение; 2 – Аульское месторождение; 3 – Малышевское (Мариинское) месторождение; 3 – Старковское рудопроявление; 4 – рудопроявление «Малиновый ключ»; 5 – месторождение «Участок № 7»; 6 – рудопроявление «Загребаевская точка»; 7 – Первомайское (Троицкое) месторождение; 8 – месторождение «имени Артёма» (Макарьевское); 9 – «Участок Диоритовый» рудопроявление; 10 – месторождение «имени Крупской» (Люблинское); 11 – Свердловское (Сретенское) месторождение; 12 – рудопроявление «Участок № 616»; 13 – рудопроявление «Березовая роща»; 14 – «Квартальное» месторождение; 15 – месторождение «Липовый Лог»; 16 – рудопроявление «Жила № 40»; 17 – месторождение «Участок № 2»; 18 – рудопроявление «Тёплый ключ»; 19 – месторождение «Солнечная Горка»; 20 – «Участок № 115» месторождение; 21 – «Черемшанское» месторождение; 22 – месторождение «Участок № 5»; 23 – месторождение «Участок № 293»; 24 – Красноармейское месторождение; 25 – «Красноболотское» месторождение; 26 – «Островное» месторождение; 29 – «Южно-Шамейское» месторождение; 30 – «Рудничное» месторождение

Островодужный комплекс сложен основными вулканитами, кремнистыми породами и габброидами, подвергшимися метаморфизму амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Офиолитовый комплекс представлен серпентинизированными ультрабазитами Баженовского комплекса дунит-гарцбургитовой формации, возраст которого ориентировочно оценивается как ордовик-силур. Петрографический состав достаточно разнообразен: дуниты, перидотиты, пироксениты. Форма массивов удлинённые линзы, переходящие в пластины. На месторождениях изумруда они в различной степени буддинированы и замещены серпентинитами, тальк-оливиновыми породами, тальковыми и тальк-актинолитовыми сланцами. Преобразование гипербазитов сопровождалось внедрением в среднем девоне Лесозаводского массива трещинного типа. Массив сложен габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом пород, который сопровождается дайковой серией диоритовых порфиритов и лентовидными телами и жилами микродиоритов, глубоко проникающими во вмещающие образования.

Наиболее широко распространены позднепалеозойские интрузивные образования, слагающие фрагменты частично входящих в площадь

изучения Адуйского, Каменского и Малышевского массивов. Значительная площадь района сложена породами крупного (550 км²) полихронного многофазного Адуйского гранитного плутона, который входит в состав Мурзинско-Адуйского тектонического блока. Плутон относится к анатектической адаметлит-гранитной серии гранитоидов континентально-коллизийного типа [86], и формировавшихся в условиях абиссальной фации (4-6 км). Длительная денудация вскрыла его на значительную глубину, по гравиметрическим данным он имеет воронкообразную форму с постепенным сужением книзу, его распространение на глубину оценивается величинами от 6 – 8 км до 10 – 12 км [2]. Восточный контакт плутона имеет падение к востоку под 65 – 80° и осложнён перегибами с пологими участками и прогибами.

Плутон имеет асимметричное строение: его западная часть сложена гранитогнейсами и мигматитами, которые к востоку сменяются интрузивными биотитовыми и двуслюдяными гранитами. С запада на восток омолаживается возраст гранитов, увеличивается степень их дифференциации и относительное количество калишпата по отношению к плагиоклазу. Редкометалльное оруденение приурочено к поздним фазам пегматоидных и аплитовидных лейкогранитов с повышенными содержаниями фтора [70]. Эндоконтактовая зона содержит участки альбитизированных гранитов, а также мелкие жилы и шпильки альбит-микроклиновых пегматитов с Nb-Ta минерализацией.

В работе [71] рассматривается четырехстадийная история формирования Мурзинско-Адуйского гранитного комплекса на основе Rb-Sr и Sm-Nd датирования: раннепермская стадия (~260 млн лет) с образованием основной массы комплекса, позднепермская стадия (~250 млн лет) с внедрением лейкократовых гранитов в восточной части Мурзинского и северной части Адуйского массивов, средне-позднетриасовая стадия (~230 млн лет) с формированием пегматоидных лейкогранитов и пегматитов в северной части Адуйского массива и наконец раннеюрская стадия (~200 млн лет) с внедрением редкометалльных пегматитов в восточной части Адуйского массива. Возраст гранито-гнейсов и мигматитов, вмещающих Мурзинско-Адуйский гранитный комплекс, ещё древнее – 1200 – 510 млн лет [72].

Каменский тоналит-гранодиоритовый массив находится в южной части изумрудоносной полосы. Он значительно меньше Адуйского и существенного влияния на изумрудную минерализацию не оказывал.

Данные [87], указывают на формирование Каменского массива 330 млн лет назад с последующими тремя этапами мигматизации. Наиболее поздний этап завершился 250 млн лет назад, что сопоставимо с возрастом Адуйского массива.

Малышевский массив гранитов находится в северной части полосы и по разрывным нарушениям непосредственно примыкает к Адуйскому гранитному массиву. Южная часть Малышевских гранитов погружается под горные породы метаморфической толщи. На современном эрозионном срезе размеры Малышевского гранитного массива составляют 6,5×1,6 км. Массив сложен постколлизийными лейкократовыми красновато-розовыми средне и крупнозернистыми порфировидными гранитами гипабиссальной фации [51]. В целом для массива характерны текстуры катакластического метаморфизма. Малышевские граниты отличаются от Адуйских повышенной железистостью и радиоактивностью, содержанием акцессорного торита и т. д. Малышевский гранитный массив и связанная с ним минерализация имеют раннепермский возраст [71].

Сусанский сдвиг-надвиг, состоящий из системы сближенных разломов, проходит вдоль восточной границы рудного района Уральская изумрудоносная полоса в субмеридиональном направлении с падением к востоку под углом 45-70°. Он оперяется разрывными нарушениями СЗ простирания с крутым падением, которые контролируют залегание ультрабазитовых и базитовых пород и определяют образование прогибов кровли гранитного интрузива, а также формируют рудолокализирующие структурные зоны: Малышевскую, Приконтактную и Красноболотную [88]. Эти разломы относятся к сколовому типу, они выдержаны по падению и проникают на большую глубину [66].

Северо-западные разломы смещаются по системе более молодых субширотных трещин с пологим падением к ССЗ, заложенных на поздних этапах формирования гранитного интрузива. Субширотные разрывные нарушения небольшой протяжённости, и в соответствии с планом тектонических деформаций [66] они приоткрывались чаще, чем северо-западные.

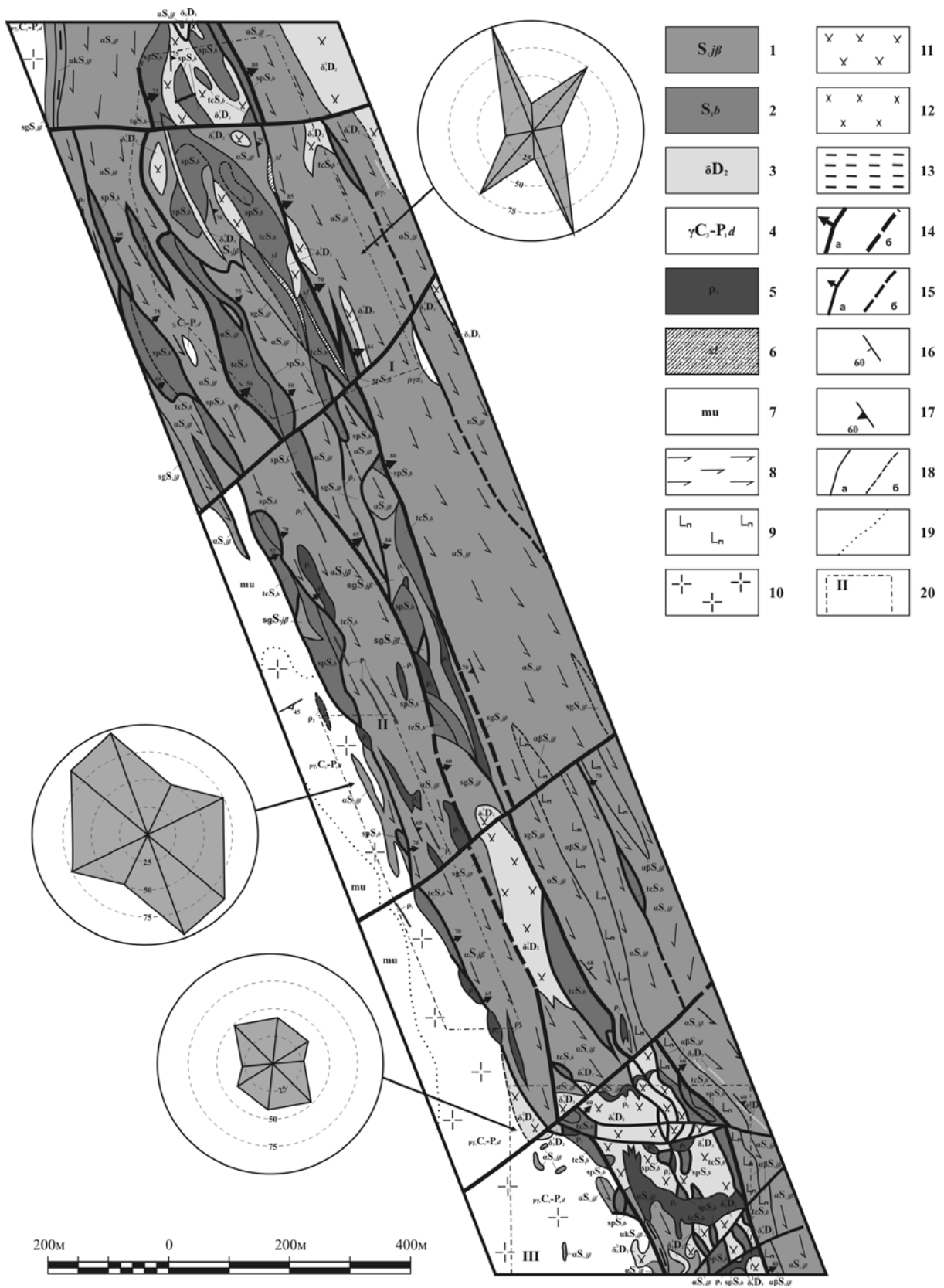


Рис. 5. Схематическая геологическая карта и розы-диаграммы трещиноватости вмещающих пород на участках с разной геолого-структурной позицией (Карта составлена на основе материалов [Мамаев и др, 1989; Попов, Жернаков и др., 2008]):

1 – Силурийская система, нижний отдел. Кремнисто-базальтовая толща. Апобазальтовые амфиболиты, сохраняющие реликты порфировых структур и миндалекаменных текстур ($\alpha\beta$); амфиболиты, иногда гранат-содержащие (α); сланцы кристаллические мелкозернистые биотит-кварц-плагиоклазовые, биотит-кварцевые, гранат-кварц-плагиоклаз-биотитовые (sg); сланцы углисто-слюдисто-кварцевые (uk); 2 – Силурийская система, нижний отдел. Баженовский комплекс. Серпентиниты неустановленной первичной природы, тальк-серпентиновые, актинолит-серпентиновые (sp); тальковые, тальк-карбонатные породы (tc); 3 – Девонская система, средний отдел. Лесозаводский комплекс. Первая фаза: кварцевые и кварцсодержащие диориты (δ_1^1). Вторая фаза: диориты мелко-, средне- и крупнозернистые (δ_2); 4 – Каменноугольная система, верхний отдел. Пермская система, нижний отдел. Джабыкско-Адуйский комплекс. Первая фаза: граниты мелко-, средне- и крупнозернистые биотитовые, двуслюдяные (γ_1), пегматоидные ($p\gamma_1$). Вторая фаза: плагиогранит-порфиры, граниты мелко- и среднезернистые ($p\gamma_2$); 5 – Каменноугольная система, верхний отдел. Пермская система, нижний отдел. Джабыкско-Адуйский комплекс. Вторая фаза: дайкообразные тела, дайки и жилы пегматитов (p_2); 6 – слюдитовый комплекс с изумрудный, берилл-изумрудный и изумрудно-берилловой минерализацией; 7 – мусковитизированные породы; 8 – амфиболиты и роговообманково-плагиоклазовые сланцы; 9 – базальты пироксеновые; 10 – граниты пегматоидные; 11 – диориты кварцевые и кварцсодержащие; 12 – диориты мелко-, средне- и крупнозернистые; 13 – сланцы углисто-слюдисто-кварцевые; 14 – главные разрывные нарушения: a – установленные, b – предполагаемые. Стрелкой показано направление падения плоскости сместителя, цифрами-угол наклона поверхности сместителя; 15 – второстепенные разрывные нарушения: a – установленные, b – предполагаемые; 16 – залегание поверхностей контактов; 17 – Залегание плоскостей сланцеватости; 18 – границы разновозрастных стратиграфических, интрузивных и метаморфогенных подразделений и границы тел различного состава внутри стратиграфических и метаморфогенных подразделений: a – достоверные, b – предполагаемые; 19 – фациальные границы; 20 – контуры участков: I – им. Свердлова, II – жила 616, III – Квартальный

Во всех случаях, вмещающими породами являются кремнисто-базальтовая или риолит-базальтовая толщи нижнего силура, метаморфизованные в различной степени до зелёных сланцев, представляющие собой неритмичное чередование сланцев (хлоритовых, слюдистых, углистых, плагиоклазовых и др.) с амфиболитами различного состава и разной степени измененными андезитами, нередко сохраняющими первичные структуры и текстуры. Иногда наблюдаются маломощные прослои вторичных кварцитов и мраморов, имеющие эпизодическое распространение. Геологическое строение толщи в районе Уральских Изумрудных копей осложняется телами дунитов, пироксенитов, серпентинитов, диоритов и кварцевых диоритов, имеющими с силурийскими отложениями тектонические контакты (рис. 5).

Анализ геологической ситуации и обобщение данных, приведенных в ряде работ предыдущих исследователей [51, 88], показывает достаточно четкую первичную структуру вмещающих пород в зоне экзоконтакта Адуйского плутона. Это проявлено в закономерной смене прогибов и

погружений кровли массива, с осложнениями зоны экзоконтакта более поздними тектоническими нарушениями различного заложения. Таким образом, Адуйский гранитный плутон карбон-пермского возраста, нижнесилурийская вмещающая толща и осложняющие ее разрывные нарушения являются единым тектоно-магматическим комплексом, по-видимому, в пределах которого структурные элементы и состав боковых пород влияют на локализацию и минералого-геохимические особенности месторождений и проявлений в рудном районе. В пределах рудного района «Уральские Изумрудные копи» выделены основные геолого-генетические типы рекометалльного оруденения: жильное, метасоматические руды и гидротермалиты.

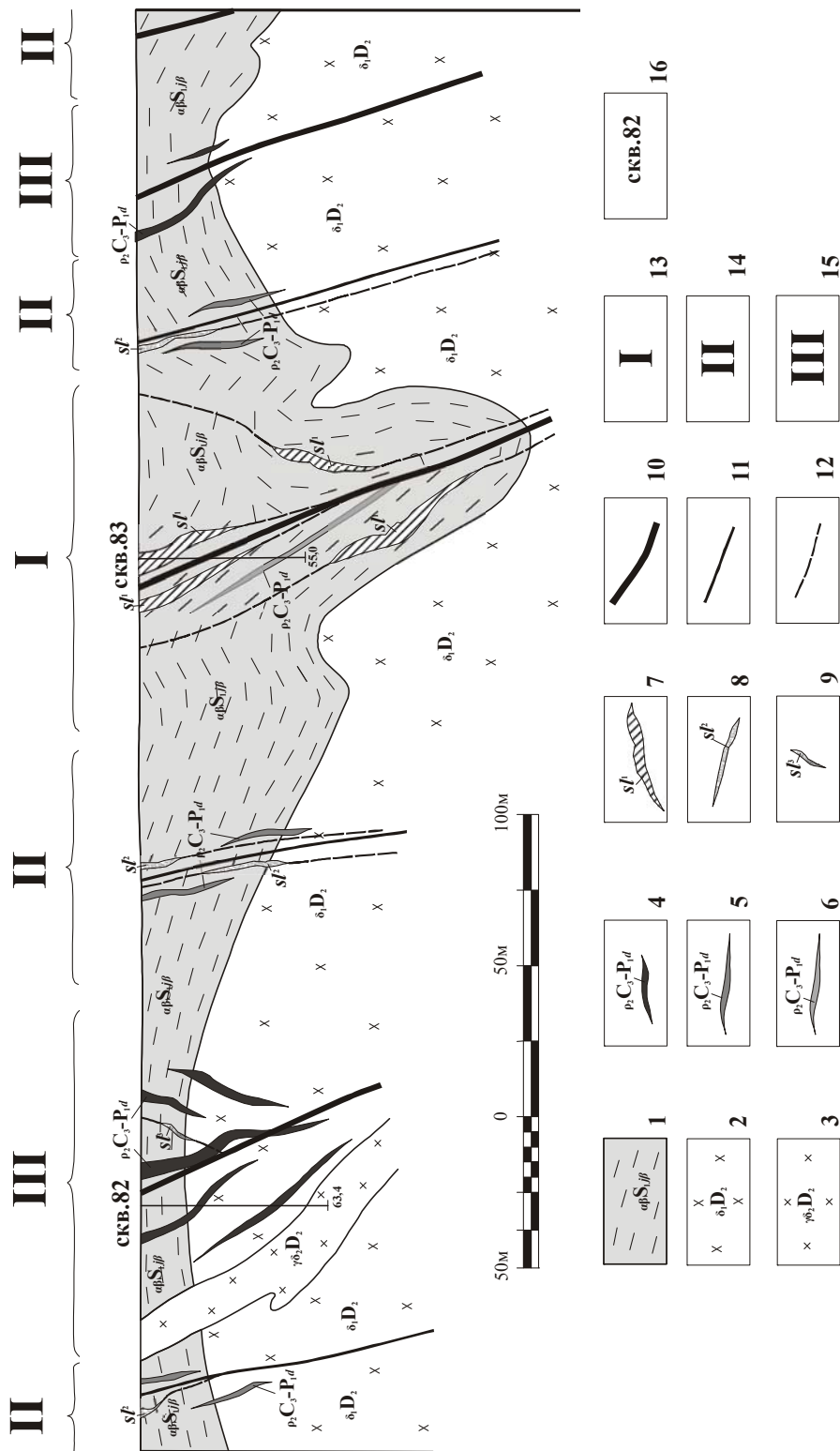
Альбит-микроклиновые пегматиты с Be-Nb-Ta оруденением (месторождения Липовый Лог, Квартальное, и ряд более мелких) приурочены к зонам сопряжения СЗ и СВ структур на участках воздымания кровли плутона. Наиболее крупные тела и раздувы пегматитов локализованы в пологих трещинах отрыва СВ простирания [66]. Пегматиты обычно приурочены к хрупким породам – амфиболитам и диоритам, в которых в кровле массива были проявлены раздвиговые тектонические зоны [51] (см. рис. 5 и 6).

Известные крупные берилл-изумрудные месторождения (Мариинское, Свердловское, им. Крупской, и др.) расположены над прогибами кровли батолита, которые фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями. Они представлены берилл-кварц-плагиоклазовыми жилами и прожилково-метасоматическими зонами с флогопитовыми слюдитами (апогипербазитовыми и апобазитовыми) (см. рис. 5 и 6).

Берилл-кварц-плагиоклазовые жильные месторождения и проявления приурочены к системам разрывных нарушений субмеридионального простирания при угле падения 45-90° и залегают среди дунитов, пироксенитов, серпентинитов, тальковых сланцах [68].

Рис. 6. Схематический геолого-структурный разрез рудного района Изумрудной полосы:

1 – нижнесилурийская кремнисто-базальтовая толща; 2 – верхнедевонские диориты первой фазы; 3 – верхнедевонские грано-диориты второй фазы; 4-6 – вернекарбон-нижнепермские пегматиты (4 – Ве-Ta-Nb, 5 – Ве с рассеянной Ta-Nb минерализацией, 6 – недифференцированные с убогой Ве минерализацией); 7-9 – слюдитовый комплекс (7 – берилл-изумрудный, 8 – изумрудный и берилл-изумрудный, 9 – с незначительной берилловой минерализацией); 10-12 – тектонические нарушения (10 – региональные, 11 – второстепенные; 12 – второстепенные маркируемые зонами расланцевания и катаклазом); 13-15 – зоны положения кровли интрузива (I – погружения с Ве-изумрудно специализацией рудных объектов, II – переходные зоны с изумрудно-Ве и изумрудной специализацией рудных объектов, III – зоны выколаживания кровли с Ве-Ta-Nb и Ta-Nb специализацией рудных объектов); 16 – опорные скважины



В отличие от жил, прожилково-метасоматические слюдитовые зоны с изумрудами развиваются в связи с трещинами скалывания СЗ простирания в пределах зон разломов, где ультрабазиты превращены в

тальковые сланцы, и локализованы среди пластичных сланцев или вдоль их контактов с другими породами [89].

В местах перегибов кровли массива, т.е. переходов от одних структурных элементов к другим наблюдается комплексное оруденение (берилл-изумрудное, молибденовое, золото-вольфрамовое), связанное с наложением пневматолит-гидротермальных и гидротермальных процессов на более ранние пегматиты и грейзены. (месторождения Шамейское, Ю.Шамейское, Красноармейское).

Рудные тела берилл-изумрудной специализации представлены маломощными прожилками и одиночными жилами (мощностью до 0,8 м.) слюдитов, сложенных в основном тальк-слюдитовыми сланцами с желваками кристаллов плагиоклаза. Как правило, жилы и прожилки группируются в узкие линейно-вытянутые зоны протяженностью 200-250 м и мощностью 5-20 м, залегающие среди амфиболитов [68].

Рудные тела с молибденовой минерализацией представлены жильно-прожилковыми зонами протяженностью до 1000 м. и мощностью 150-200 м, прослеживающиеся на глубины до 250 м, среди вмещающих амфиболовых сланцев. Прожилковые агрегаты молибденита в основном находятся в кварцевых прожилках, срастающихся с мусковитом, флюоритом, кальцитом и пиритом, при этом молибденит часто окаймляет выделения пирита и выполняет тонкие трещины, пересекающих агрегаты пирита.

Таким образом, в пределах единого тектономагматического комплекса восточного экзоконтакта Адуйского гранитного массива можно выделить различные геолого-структурные обстановки с соответствующими минеральными ассоциациями.

Большинство исследователей отмечают главенствующую роль тектонических нарушений в формировании месторождений и рудопроявлений данного района. Однако, как правило, не учитывается, что при разных структурных обстановках постепенное накопление и снятие тектонических напряжений во вмещающих породах носит различный характер и во многом определяет физико-химические параметры среды минералообразования [68].

Влияние тектоники на условия среды рудоотложения существенно, если сравнить кинематику тектонических образований с энергетических позиций. Всякая деформация характеризуется вначале (до достижения предела прочности) нарастанием напряжения, а затем постепенным или относительно быстрым снятием. Период накопления

внутренних напряжений, когда происходит возрастание общего энергетического потенциала породы, благоприятен для кристаллизации минералов, обогащенных такими элементами: кальцием, магнием, барием и алюминием (амфиболы, флогопит, плагиоклаз, увит, и др.), с образованием соответствующих минеральных ассоциаций [58].

При снятии напряжений происходит уменьшение энергетического потенциала, что благоприятно для образования контрастной прожилковой и инъекционной минерализации. Скорость процессов снятия деформаций напрямую зависят от физико-механических свойств исходных пород, т. е. от типов тектоноструктур, которые, как отмечалось выше, в полной мере контролируются геолого-структурной позицией. Следовательно, минеральные ассоциации, образующиеся при этом процессе, также должны быть подчинены структурно-литологическому контролю.

Очевидно, что если нарастание и снятие напряжений осуществляется путем преимущественно пластических деформаций, которые происходят при сравнительно небольших напряжениях, но захватывают большие объемы пород, то метасоматические изменения будут проявлены широко, но глубина переработки субстрата может быть незначительной. Когда возрастание напряжений происходит в процессе упругих деформаций, а снятие их путем разрыва, то область минеральных преобразований будет более локализована, но глубина их должна быть максимально возможной в данных условиях. Растяжение и, как следствие, снижение давления на флюидную фазу и увеличение щелочности системы, вызывает явление перекристаллизации калиевого полевого шпата, перераспределение кварца и общее уменьшение кремнекислотности твердой фазы [58].

Так, для областей прогибания кровли, имеющие максимальные мощности боковых пород, протекание тектонических процессов носит, в основном плавный характер, т. е. относительно медленное нарастание и снятие тектонической напряженности с формированием пластических и сланцеватых текстур. Однако, следует учитывать, что в хрупких породах на стадии снятия напряжений формируются трещины отрыва, например в диоритах и амфиболитах с малыми количествами плагиоклаза. Таким образом, при процессах тектогенеза, протекающих в данной геолого-структурной обстановке возможно формирование как пластичных теконотекстур с развитием по ним слюдитовых и тальк-хлоритовых пород

берилл-изумрудной специализации, так и раздвиговых трещин отрыва с заполнением их берилл-кварц-плагиоклазовым агрегатом [68].

В случае выполаживания кровли гранитного плутона мощность вмещающих пород как правило незначительна, вследствие чего, независимо от их состава накопление и снятие в них тектонической напряженности протекает относительно быстро, и как результат возможно формирование мощных раздвиговых зон с брекчированием и рассланцеванием и боковых пород. Подобная тектоническая ситуация отвечает условиям формирования пегматитов разной степени дифференциации и, прежде всего, берилл-тантал-ниобиевой специализации.

Наиболее сложный случай тектоногенеза наблюдается в переходных областях от прогиба к выполаживанию кровли Адуйского плутона. Прежде всего, следует отметить переменную мощность вмещающих пород с общим трендом на её уменьшение. Как следствие одинаковые породы при одних и тех же тектонических воздействиях могут формировать различные тектонотекстуры от пластических деформаций до бластических образований и сколовых зон.

Для данной геолого-структурной позиции характерно постепенное накопление и снятие тектонической напряженности с разной скоростью, которые определяются конкретным геологическим строением, т. е. составом и мощностью боковых пород. Таким образом, в данных переходных областях формирование тектонотекстур наиболее контрастно и определяется физико-механической устойчивостью вмещающих пород и их мощностями.

Так, в случае пластичных пород, т.е. в тальк-хлоритовых сланцах и серпентинитах могут наблюдаться как пластические деформации, так и рассланцованность с трещинами скола, с развитием по ним слюдитового комплекса берилл-изумрудной специализации и зон аргилизации с золото-вольфрамовым оруденением соответственно [68].

В более хрупких породах, т. е. плагиоамфиболитах, углеродистых и кварц-слюдяных сланцах, мраморизованных доломитах в значительной мере проявляется рассланцованность и сколовые трещины отрыва, хотя при достаточных мощностях этих пород возможно формирование пластических текстур. В этих случаях образуются жильно-прожилковые зоны с молибденитом [48], листовениты с золото-вольфрамовым оруденением, маломощные слюдиты с бедной берилл-изумрудной минерализацией или

берилл-кварц-плагиоклазовые жилы с незначительной тантал-ниобиевой рудной нагрузкой.

Как отмечалось выше, диориты и безполевошпатовые амфиболиты являются наиболее хрупкими вмещающими породами в структурно-вещественном комплексе восточного экзоконтакта Адуйского гранитного массива. Как следствие, для областей отвечающей данной геолого-структурной позиции тектонические воздействия проявляются, как правило, в виде трещин отрыва и раздвиговых зон, разной степени приоткрытия. Тектонические образования в случае трещин отрыва являются вмещающими и контролирующими пегматиты, как правило, со слабой дифференциацией и берилл-кварц-плагиоклазовые агрегаты с бедной танталониобиевой минерализацией. В трещинах отрыва, в результате более позднего гидротермального процесса наблюдаются жильно-прожилковые зоны с молибденитом, золотом, вольфрамитом и касситеритом.

Таким образом, при гидротермально-метасоматических изменениях типы тектоноструктур и их геолого-структурная позиция определяют специфику оруденения, т. е. особенности химизма минералообразующей среды и её взаимодействие с исходными вмещающими породами при непрерывном процессе формирования единого геолого-структурного комплекса пород [68].

Несомненно, формирование геологических образований, начиная от высокотемпературных гранитных пегматитов до низкотемпературных гидротермалитов, представляет собой отдельные этапы единого полигенного рудоформирующего процесса.

Геолого-структурная позиция района Уральской изумрудоносной полосы способствует проявлению месторождений приуроченных либо к областям поднятия или погружения кровли Адуйского плутона. В местах перегибов и переходов от одних структурных элементов к другим часто наблюдается комплексное оруденение. По масштабу и относительной величине запасов бериллия и изумрудов, качеству руд и ювелирного сырья, парагенетическим ассоциациям, соотношению жильного выполнения и метасоматических пород известные объекты значительно различаются в зависимости от геологического строения, структурной позиции и состава вмещающих их пород.

2.2. Генетическая классификация и выделение

промышленных типов месторождений в пределах Уральской изумрудоносной полосы

Многие исследователи, изучающие строение и вещественный состав жильного комплекса Уральской изумрудоносной полосы, отмечали его чрезвычайное разнообразие и делали попытки по тем или иным признакам систематизировать жильные образования. Первой была классификация А. Е. Ферсмана (1925), а затем последовали другие систематики жильного комплекса: П. К. Олерского (1949 г.), И. С. Когана (1955 г.), А. И. Шерстюка (1958 г.), Л. А. Изергина (1958 г.), К. А. Власова и Е. И. Кутуковой (1960 г., 1963 г.), Ф. Ф. Золотухина (1966 г.). С момента их появления прошло уже 30-80 лет, но они не утратили своего значения до сих пор и постоянно используются последующим поколением геологов при ведении исследовательских работ. Несмотря на отдельные, порой принципиального характера, различия во взглядах предыдущих авторов, в целом их классификации отражают исторический этап изучения жильного комплекса данного рудного района, главным образом гранитных пегматитов и пневматолито-гидротермальных образований.

В последние 20-40 лет при проведении геологоразведочных и горно-эксплуатационных работ были получены дополнительные новые данные не только по изумрудам и бериллию, но и по другим не менее важным полезным ископаемым района. В первую очередь, следует отметить тантал, ниобий (в том числе в корках выветривания), молибден, вольфрам и золото (коренное и россыпное). Произведена оценка месторождений на редкие щелочные металлы (литий, рубидий, цезий) и попутные полезные ископаемые (полевые шпаты, флогопит, мусковит, флюорит, кварц, тальк и др.). Выполнены подсчеты запасов по всем месторождениям изумрудов, редких металлов и сопутствующих полезных компонентов. Большинство месторождений были разведаны на глубину 200-400 м, а Мариинское – даже на 600 м. В этот период были разработаны уникальные карьеры и Малышевский подземный рудник, фабрики по комплексному обогащению редкометалльных и изумрудоносных руд, гранильное отделение для обработки изумрудоносного сырья и других драгоценных камней. За это время на значительной территории образовались большие по объемам и сопоставимые по запасам техногенные месторождения в

виде отвалов и шламоотстойников, в которых сосредоточены востребованные в настоящее время полезные компоненты.

Назрела необходимость создания единой классификации месторождений редких металлов и драгоценных камней, а не только жильного комплекса изумрудоносных и бериллиевых образований. Представленная впервые подобная «систематизация» может служить хорошей основой для разрешения ряда генетических вопросов и будет полезна в практической работе геологов. Не секрет, что до сих пор существуют две точки зрения на генезис изумрудоносных слюдитовых жил. Несомненно, что формирование этих геологических образований, начиная от высокотемпературных гранитных пегматитов до низкотемпературных гидротермальных жил, представляет собой отдельные этапы единого полигенного эволюционного процесса. Предлагаемая здесь классификация составлена на основе общих генетических признаков, отражающих природу минералообразующих процессов, с выделением формационных типов месторождений (табл. 1).

Под рудной формацией будем понимать разновидность геологической формации (устойчивой ассоциацией минеральных парагенезисов в сходных геологических условиях образования), в генетической или парагенетической связи, с которой встречается промышленно-ценное оруденение [76]. Сами рудные формации выделяются по целому ряду признаков – это характерные минеральные ассоциации, состав рудогенерирующих магматических комплексов, рудовмещающие структуры, вмещающие породы, рудные тела, текстуры руд [1]. В пределах Уральской изумрудоносной полосы автор предлагает выделение *изумрудно-берилловой, хризоберилл-александритовой и камнесамоцветной (фенакит, топаз, эвклаз, благородный корунд)* рудных формаций ранее выделяемых в качестве одной – изумрудоносные слюдиты. При анализе ранее проведенных геологоразведочных работ было установлено, что локализация изумрудного и александритового оруденения на месторождениях различна и определяется геолого-структурными, минералого-геохимическими факторами.

Александритоносные слюдиты, минерализованные хризобериллом и фенакитом, локализуются в контуре и вне контуров изумрудоносных зон, в структурах субширотного направления, как правило, в лежащем боку плотных слабо метаморфизованных гипербазитов совместно с плагиоклазовыми, кварц-плагиоклазовыми телами с берилловой (м-я

Свердловское, Мариинское) и берилл-танталовой (м-я Красноболотное, Черемшанское) минерализацией. Камнесамоцветная рудоносная формация не имеет четких геолого-структурных факторов, но достаточно сильно выделяется геолого-геохимическими факторами (топаз-парагонитовые комплексы).

Как видно из табл. 1, редкометальное и камнесамоцветное оруденение на территории Уральских Изумрудных копей характеризуется многообразием природных типов и размещением их в разных геолого-структурных обстановках (см. рис. 4). С другой стороны, в зависимости от социально-экономических и иных условий не все месторождения могут представлять промышленный интерес.

Понятие о промышленных типах месторождений полезных ископаемых впервые было сформулировано В. М. Крейтером в начале 60-х годов и далее развито В. И. Смирновым, А. В. Кажданом. Обоснование каждого промышленного типа месторождений может быть осуществлено следующими классификационными признаками [33]:

- характером связи оруденения с элементами геологического строения и типом рудоконтролирующей структуры, влияющим на локализацию рудных тел;

- минеральным и химическим составом руд, определяющим их качество, технологические свойства и комплекс промышленно-ценных минералов;

- морфологическими особенностями рудных тел, условиями их залегания и закономерностями размещения полезных компонентов в промышленных контурах, определяющих горно-геологические особенности разработки месторождения;

- масштабом месторождения, экономической эффективностью его разработки и относительным значением конкретного промышленного типа как поставщика данного вида минерального сырья.

Генетическая классификация месторождений на территории рудного района «Уральская изумрудоносная полоса»

Генетическая группа	Генетический класс	Рудные формации	Вид полезного ископаемого	Месторождения	
1	2	3	4	5	
Эндогенная	Пегматитовый	Редкометалльные пегматиты	Тантал-ниобиевая минерализация с бериллом	Полуденское, «Участок № 7», Квартальное, «Липовый Лог», «Участок № 115», «Участок № 293», Красноармейское, «Солнечная горка», проявление «Загадка»	
			Керамическое сырьё	Квартальное, Липовый лог	
	Пневматолито-гидротермальный	Альбититы	Редкометалльных кварц-плагиоклазовых жил	Тантал-ниобиевая минерализация	Северо-Черемшанском проявление
				Тантал-ниобиевая минерализация	Проявления в Лесозаводском и Черемшанских массивах
				Изумрудно-берилловая минерализация	Аульское, Мариинское, Старковское, Троицкое, Макарьевское, Люблинское, Сретенское, «Участок № 616», рудопроявление «Жила № 40», Черемшанское, Красноармейское, Красноболотное, Островное. Проявления: Шамейское, Ельничное, «Грязновские вершины»
				Хризоберилл-александритовая минерализация	Мариинское, Сретенское, Черемшанское, Красноолотное
		Грейзены по ультраосновным породам (слюдиты)			

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5
Эндогенная	Пневматолито-гидротермальный	Грейзены по ультраосновным породам (слюдиты)	Камнесамоцветная минерализация (фенакит, топаз, эвклаз, корунд)	Мариинское, Сретенское
			Редкоэлементная (Li, Rb, Cs) щелочная минерализация	Мариинское
		Грейзены по пегматитам	Берилл	Каменское, Мало-Рефтинское Проявления: «Малиновый ключ» «Загребаевская точка», «Участок диоритовый», «Берёзовая роща»
		Грейзены по гранитам	Молибденит, декоративный камень Молибденит, шеелит	Южно-Шамейское Партизанское проявление
		Кварц-мусковитовые метасоматиты	Молибденит	Красноармейское, Черемшанское, Мариинское
			Мусковит	Восточно и Западно-Малышевские проявления
		Бериллийсодержащие скарны	Везувиан берилл	В пределах Полуденского и Люблинского месторождений
	Гидротермальный	Кварц-рудные жилы	Цитрин, аметист	Проявления: Остовное, Черноозерное
		Лиственит-березиты	Золото	Рудничное
		Аргиллизиты по амфиболитам	Золото, молибденит, шеелит	Рудничное, Южно-Шамейское

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5
Экзогенная	Кор выветривания	Линейно- площадные коры выветривания по редкометальны м пегматитам Коры выветривания габбрового массива	Тантал- ниобиевая минерализация Золото	Проявления: «Участок № 293», «Участок № 115», «Участок № 7», «Участок № 5» Безымянный лог
	Россыпей	Элювиально- делювиальные россыпи	Золото	Шамейское

Таблица 2

Промышленные типы месторождений в пределах Уральской изумрудоносной полосы

Промышленный тип	Формации					
	Редкометальные	Бериллиевые	Молибденорудные	Золоторудные	Камнесамоцветная	Нерудные
Пегматитовый	Редкометальные Та-Nb пегматиты, альбититы и кварц-плагиоклазовые жилы					Плагиоклаз-микроклинова, мусковитовая, кварцевая
Грейзеновый		Берилл содержащие по пегматитам, берилл содержащие слюдиты по ульт.-осн. породам.	Пирит-молибденитовая по гранитам и амфиболитам		Изумрудно-берилловая, хризоберилл-александритовая, фенакит-топазовая, эвклазовая	Тальковая, мусковитовая, биотит-флогопитовая, флюоритовая, микроклинова, кварцевая
Гидротермальный (кварцевый)	Вольфрам-шеелитовая	Позднебериллиевая	Молибденитовая	Лиственит-березитовая, аргиллизитовая	Аметист-цитриновая	
Россыпной	Площадные Та-Nb коры выветривания			Золоторудная	Берилловая	
Техногенный	Та-Nb – содержащие шламы	Берилл-содержащие шламы			Отвалы после изумрудо-извлекающей фабрики для целей геотуризма	Плагиоклаз-микроклинова, кварцевая, слюдистая

Целесообразно построение классификации промышленных типов месторождений и проявлений в пределах Уральской изумрудоносной полосы на генетической и формационных основах с обязательным учетом социально-экономических, горно-геологических и географо-экономических критериев, определяющих промышленную значимость объекта (табл. 2). Ранее подобный подход для оценки промышленных типов редких металлов был предложен В. А. Ларичкиным [46] для месторождений редких металлов (Sn, W, Mo) и А. Б. Макаровым для месторождений черных и цветных металлов [50].

Развитие минерально-сырьевой базы, потребности и использование тех или иных полезных ископаемых в настоящее время тесно связаны с конъюнктурой рынка и поступательными движениями в экономике. Это мы отчетливо видим по нынешней ситуации. Поэтому, в современных условиях, необходимо совершенствование, а в иных ситуациях переосмысление методов геолого-экономической оценки и учета минерально-сырьевых ресурсов. Предложенная схема группировки промышленных типов месторождений на территории Уральских Изумрудных копей поможет по-новому, взглянуть на них в современных экономических условиях, разработать программу по их комплексному освоению.

2.3. Краткая характеристика основных месторождений на территории Уральской изумрудоносной полосы

Мариинское (Малышевское) месторождение

Мариинское (Малышевское) месторождение входит в группу месторождений под общим названием Изумрудные копи Урала. Рудное поле, к которому принадлежит месторождение, располагается в восточной экзоконтактовой полосе крупного Адуйского гранитного массива позднеорогенного типа (см. рис. 4). Граниты прорывают сложный комплекс метаморфических и интрузивных пород, который включает: амфиболиты и амфиболитовые сланцы, углисто-кремнистые сланцы, серпентинизированные ультрабазиты и возникшие по ним серпентиниты и тальковые сланцы, диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириды. Контакт гранитного массива с комплексом метаморфических и интрузивных

пород имеет восточное падение под углом 65-80° и осложнен перегибами с пологими участками и прогибами. К одному из таких прогибов и приурочено Мариинское месторождение [29].

Рудное поле локализуется в восточном крыле антиклинальной складки. Главными рудоконтролирующими и рудораспределяющими структурами на месторождении являются пространственно связанные между собой зоны разломов и дайки диоритовых порфиритов [29].

Зоны разломов фиксируются сильно рассланцованными и перемятыми тальковыми сланцами (обычно с примесью хлорита, актинолита и флогопита), среди которых наблюдаются линзообразные тела серпентинитов, а также дайки диоритовых порфиритов и отдельные пластообразные тела углисто-кремнистых сланцев. В зонах разломов сосредоточено большинство рудных тел, ориентированных преимущественно в близмеридиональном и реже – широтном направлениях. В зонах разломов и в примыкающих к ним участках все породы подвержены тектоническому разлинзованию и интенсивной метасоматической проработке – флогопитизации, флюоритизации, оталькованию (серпентиниты). Кроме того, в зонах разломов наблюдается наиболее интенсивное образование бериллиевой минерализации. В плане и на вертикальных разрезах зоны рассланцевания нередко соединяются и вновь расходятся, часто отмечаются их пережимы и раздувы. Отмечено также, что иногда от основных зон разломов отходят отдельные оперяющие ветви, на участках сопряжения которых с разломами образуются крупные рудные столбы. Зоны разломов прослеживаются по простиранию до 1200 метров, мощность их изменяется от 5 до 70 метров. Важную роль в формировании структуры рудного поля месторождения играют также дайки диоритовых порфиритов. По простиранию и падению рудной зоны прослеживаются, согласно с ней залегающие, пять наиболее крупных даек, длина которых достигает 1150 метров при мощности от 5 до 10 метров. Дайковые тела пространственно тесно связаны с выделенными крупными зонами разломов, и развитие рудоносных структур происходит именно здесь, то есть на участках проявления даек, создающих явно выраженную механическую неоднородность вмещающих пород. Магматические расплавы, из которых кристаллизовались дайки, использовали тектонически ослабленные зоны вдоль контактов различных пород. Эти же зоны являлись и главными подводными каналами для рудоносных растворов. Кроме того, дайки

играли роль своеобразных экранов, способствующих концентрации рудоносных растворов и конденсации летучих компонентов [29].

На месторождении выделяются три разлома: Западный, Центральный, Крестовский. Первый и второй разломы приурочены к восточному крылу антиклинальной складки, а Крестовский разлом фиксируется в пределах синклинальной складки в согласном залегании с породами, участвующими в строении складчатой структуры. Простираание Центрального и Западного разломов близмеридиональное, падение восточное под углами 45-90°, Крестовский разлом имеет северо-западное (315-330°) простираание, с падением на северо-восток и юго-запад под углами 50-80°.

Жильные свиты рудной зоны месторождения прослеживаются по простираанию и падению в пределах выделенных одноименных разломов. В контурах зон разломов сосредоточена основная масса рудных тел по сравнению с участками, расположенными между разломами.

Трещинные структуры в пределах месторождения приобретают первостепенную роль. Размеры, морфология, элементы залегания рудных тел тесно связаны с характером и степенью трещиноватости вмещающих пород. На месторождении выделяются два генетических типа трещин: скалывания (согласные с напластованием горных пород и секущие их) и отрыва. Согласно трещины скалывания фиксируются в пределах зон разломов и на контакте этих разломов с дайками диоритовых порфиритов. Трещины этого типа являются наиболее выдержанными по простираанию и падению [29].

Рудная зона месторождения имеет южное склонение под углом 50°. По простираанию она прослежена на 1100 м (горизонт – 30 метров), а на глубину разведана до 360-500 метров. Жильный комплекс представлен изумрудоносными слюдитовыми и бериллоносными кварц-плагиоклазовыми жилами.

Слюдитовые рудные тела являются единственными носителями изумрудов. Окраска их обязана, главным образом, более повышенному содержанию в берилле хрома, заимствованного из вмещающих пород серпентинитов и тальковых сланцев. Содержание Cr_2O_3 в серпентинитах составляет 0,15-0,53 %, в тальковых сланцах 0,22-0,52 %. Во флогопите слюдитовых жил содержание Cr_2O_3 уменьшается (0,027-0,25 %). Изумруды содержат 0,25 Cr_2O_3 , а светло-зелёные бериллы лишь 0,06 %.

Кварц-плагиоклазовые рудные тела являются типичными трещинными жилами, которые залегают в различных породах и приурочены к трещинам обоих генетических типов. Кварц-плагиоклазовые жилы преимущественно залегают в диоритовых порфиритах, а также в тальковых сланцах и серпентинитах [29]. Однако кварц-плагиоклазовые жилы, в отличие от слюдитовых рудных тел, встречаются и в других породах (амфиболитах, кварцитах, углисто-кремнистых сланцах), обычно также пространственно связанных с дайками диоритовых порфиритов. Мощность жил в диоритовых порфиритах, примерно в два раза меньше мощности этих же рудных тел, вмещающими породами которых являются тальковые сланцы.

Литологический контроль бериллиевого оруденения в кварц-плагиоклазовых жилах определяется, главным образом, влиянием физических свойств вмещающих пород и ещё в большей степени, чем в слюдитовых жилах, тесно связан со структурным контролем. Роль метасоматоза здесь незначительная. Формирование кварц-плагиоклазовых жил происходило преимущественно путем выполнения открытых трещин. Образование разнообразных по минералогическому составу рудных тел этого типа (плагиоклаз-кварцевые, плагиоклаз-мусковит-кварцевые, плагиоклазовые, берилл-плагиоклазовые, мусковит-плагиоклазовые, флюорит-берилловые и смешанного состава), связанных с проявлением второй стадии пневматолито-гидротермального процесса, несомненно зависело от химико-минералогического состава вмещающих пород.

Изумруды в кварц-плагиоклазовых жилах вообще отсутствуют, что объясняется приуроченностью большинства (68 %) жил этого типа к диоритовым порфиритам, почти не содержащим хрома (следы – 0,005 % Cr_2O_3), и уменьшением степени взаимодействия рудоносных растворов с вмещающими породами во вторую стадию пневматолит-гидротермального процесса.

Гидротермальные образования (кварцевые жилы в амфиболитах, плагиоклаз-кальцитовые прожилки в актинолитовых сланцах, диоритовых порфиритах и амфиболитах и доломитовые прожилки с фенакитом в серпентинитах) в пределах рудного поля месторождения имеют незначительное распространение, не содержат изумруды и не представляют практический интерес на бериллий.

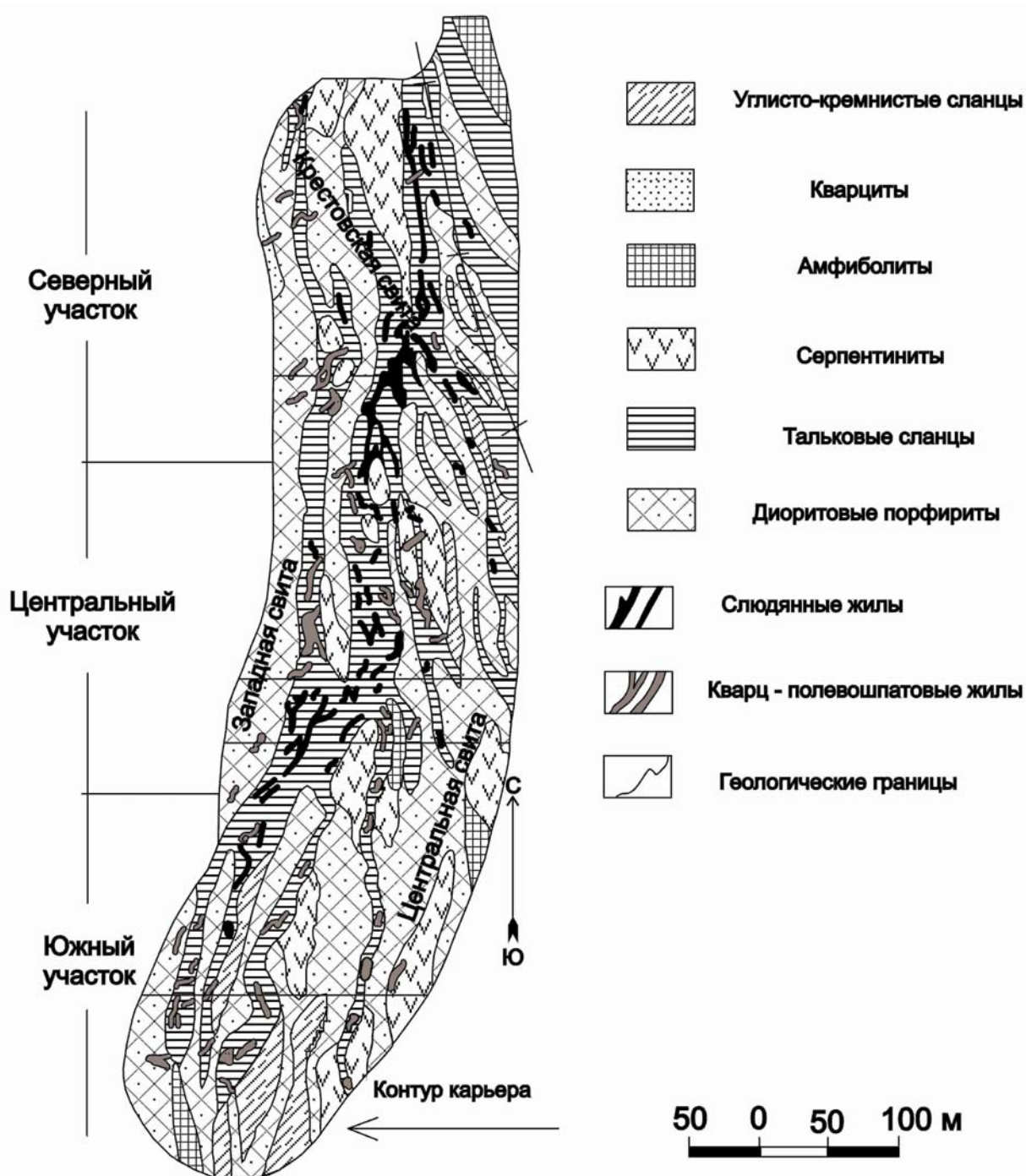


Рис. 7. Геологический план Мариинского месторождения, горизонт +220м

Рудная зона подразделяется на три основные жильные свиты: Западную, Центральную и Крестовскую, приуроченные к одноименным зонам разломов (рис. 7). Центральная свита наиболее насыщена рудными телами и является самой крупной по запасам бериллиевой руды (67 %) и изумрудов (91 %). Крестовская жильная свита практического значения не имеет (2 % руды), а жилы западной свиты представляют интерес только как

источник бериллия. Количество (частота) слюдитовых жил в Центральной свите составляет 90 %, а в западной лишь 30 % от общего числа жил соответственно. Основные запасы бериллиевой руды (85 %) и изумрудов (94 %) сосредоточено в северной и центральных частях месторождения [29].

Насыщенность рудными телами и средняя мощность жил по падению как месторождения в целом, так и жильных свит (Западной и Центральной) с глубиной изменяются незначительно. На глубине рудная зона, особенно в северной и центральных частях месторождения, прослеживается довольно отчетливо. Выклинивание рудных тел на глубине 180-220 метров от дневной поверхности установлено только на северном фланге месторождения. В центральной части месторождения рудная зона фиксируется без признаков выклинивания. На южном участке наблюдается «разброс» рудных тел глубже 400-500 метров, но до глубины 800 метров от дневной поверхности не отмечено полного выклинивания жил. По данным бурения глубокой поисково-структурной скважины 1991-с, рудная зона в южной части Мариинского месторождения вскрыта на глубине 1100 метров (по вертикали) без признаков выклинивания.

Отработка Мариинского месторождения открытым способом началась в 1950 г. и закончилась в 1971 г. Глубина карьера составила 115- 125 м. Длина карьера на поверхности равна 1400 м, средняя ширина – 300 м. Генеральный угол погашения для западного борта 42°, для восточного – 39°. Высота рабочего уступа 5 м. Весь комплекс встречающихся при проведении эксплуатационных работ в карьере горных пород (углисто-кремнистые сланцы, кварциты, амфиболиты, серпентиниты, диориты), метасоматических образований (тальковые, хлоритовые, актинолитовые и смешанного состава сланцы) и основных минералов (флогопит, плагиоклаз, кварц, маргарит, флюорит, бавенит и др.) хорошо представлен в материале горнорудной массы, заскладированной в отвале некондиционных руд.

Месторождение им. Свердлова (Сретенский прииск)

Сретенский прииск был открыт в 1830 году крестьянином М. Кожевниковым. В течение 100 лет разработка месторождения велась преимущественно арендаторами и старателями и носила хищнический характер, что обусловило проходку множества бессистемных выработок глубиной 30-40 метров. К настоящему времени известно о существовании

42 шахт. В 1929-1930 гг. Н. М. Успенским и А. П. Буровым была проведена геологическая и топографическая съёмка месторождения масштаба 1:500. С 1941 по 1969 гг. никаких работ на месторождении не проводилось. В 1969-1982 гг. оценку месторождения проводила Малышевская ГРП. Результатом работ явилась оценка месторождения на горизонтах 45, 75, 120 метров.

Месторождение расположено в центральной части Уральских изумрудных копей, вдоль западной окраины п. им. Свердлова. Оно приурочено к небольшому массиву ультрабазитов, залегающему среди полосы (шириной 350-500 метров) полевошпатовых амфиболитов, зажатых между гранитами Адуйского массива с запада и диоритами Лесозаводского массива – с востока (рис. 8). Естественной границей месторождения на севере является река Токовая, протекающая в широтном направлении. На юге оно ограничивается крупным телом мелкозернистых порфировидных диоритов.

Размеры массива в плане составляют по длине около 1000 метров при ширине от 30 метров на севере до 180-200 метров на юге. Простирается ультрабазитов СЗ (340-350 градусов), падение крутое (55-80 градусов), восточное 60-70 градусов, и - заметное южное склонение. Контакты тела, как на поверхности, так и на глубине извилистые, с частыми апофизами, ксенолитами вмещающих пород (амфиболитов и углисто-кремнистых сланцев), но в целом оно залегает согласно простиранию и падению сланцеватости метаморфической толщи [75].

Гипербазиты представлены перидотитами, серпентинитами, актинолитовыми и переходными с ними сланцевыми породами. Помимо этих разностей в строении месторождения принимают участие и пироксениты, залегающие в виде крупных (первые десятки метров) шлировых обособлений с четкими контактами. К контактам массива с вмещающей толщей приурочены тальковые сланцы в виде полосы переменной мощности (1-10 метров). Сланцеватые метасоматиты развиты между блоками ультрабазитов и в контактах их с амфиболитами и дайками жильных диоритов. Массив гипербазитов прослежен на глубину 400 метров.



Рис. 8. Схематическая геологическая карта месторождения им. Свердлова

Диориты образуют жильные тела, секущие ультрабазиты и породы метаморфического комплекса по простиранию, постоянно присутствуют в пределах рудной зоны месторождения. С юга на север количество их и мощность заметно уменьшаются. Они становятся невыдержанными по падению и простиранию, а структура породы меняется от мелкозернистой порфиroidной до тонкозернистой аплитовидной. Жильные тела гранитного состава (недифференцированные пегматиты и аплиты) отмечаются только в метаморфической толще у восточного и западного контактов тела ультраосновных пород, большей частью на глубине.

Амфиболиты представлены плагиоклазовыми и существенно, амфиболовыми разностями. Среди амфиболитов встречаются отдельные линзы и прослои углисто-кварцевых сланцев. Кроме того, амфиболиты в обрамлении месторождения инъецированы густой сетью прожилков гранитов и окварцованы вплоть до зон окварцевания мощностью в несколько метров, где порода по составу напоминает вторичные кварциты.

Рудные тела месторождения представлены жилами преимущественно флогопитового состава, включающие линзы плагиоклазовых обособлений и апогипербазитовых метасоматитов. Слюдитовые жилы залегают среди ультраосновных пород, по контактам их с дайками диоритов, реже с блоками амфиболитов. Концентрация их неравномерна, в большинстве они образуют жильные свиты (сложные сочетания жил и прожилков), нередко образующих узлы или мощные раздувы. Мощность жил обычно не превышает 20-40 метров, редко достигает 80 метров. В то же время длина некоторых жильных свит достигает 220-250 метров. Жильная зона прослеживается по длине на 800-850 метров при ширине 90-110 метров, по падению она прослежена на глубину 300-360 метров [75].

На месторождении жилы с хризоберилловой минерализацией приурочены к блокам компетентных пород, где они выполняют субширотные разрывные трещины (чаще пологие). Все эти рудные тела находятся в тесной генетической связи с телами изумрудоносных слюдитов, но располагаются в различной геолого-структурной обстановке, они как бы секут слюдитовые жилы. Жильная зона с хризоберилловой минерализацией расположена западнее основной изумрудно-бериллиевой зоны.

В отличие от них прожилково-метасоматические зоны с бериллом и изумрудами развиваются в связи со сколовыми нарушениями северо-

западного или субмеридионального простирания среди пластичных тальковых сланцев или вдоль их контактов с другими породами.

Состав и строение слюдитовых жил обычное для большинства месторождений копей. Можно выделить следующие особенности:

- преобладание симметричных жил;
- слабое развитие плагиоклазовых ядер и боковых зон слюдитовых жил;
- перемежаемость слюдитовых, хлоритовых, актинолитовых и тальковых сланцев отмечается, но не типична;
- закономерно присутствие хлоритовых образований на выклинивании жил;
- в биотит-флогопитовой зоне широко распространён слюдит с беспорядочной ориентировкой;
- отмечаются значительно малые концентрации следующих важных второстепенных и акцессорных минералов: берилла, фенакита, турмалина и флюорита и, наоборот, повышенная концентрация хризоберилла, апатита и молибденита.

Изумруды на месторождении встречаются спорадически, как правило, в виде отдельных скоплений-гнезд с общим весом кристаллосырья до нескольких килограммов. По сохранившимся данным кристаллы изумрудного сырья отличались большими размерами (отдельные индивиды до 15 сантиметров), хорошим выходом продукции и высоким качеством (интенсивной зелёной окраской). Вместе с изумрудами в слюдитовых жилах встречались ограночные фенакит и хризоберилл.

Черемшанское месторождение изумруда

Черемшанское месторождение изумруда открыто в 1928 году и периодически разрабатывалось до 1952 года. За этот период времени оно отработано до глубины 90 метров в центральной части площади 300×140 метров.

Черемшанское месторождение изумрудов и месторождение редкометальных пегматитов «Имени 40-летия Победы» находятся в центральной части Центрального рудного поля Уральской изумрудоносной

полосы, в экзоконтакте позднепалеозойской гранитной интрузии, с которой связаны генетически.

Месторождение изумрудов представлено жилами изумрудоносных слюдитов, которые развиты в массиве гипербазитов размером 2200×800 метров, внедрившихся по древнему разлому в породы осадочно-вулканогенной толщи. Массив ультрабазитов в плане имеет форму вытянутого по длинной оси неправильного овала с размерами по длине 1250 метров и ширине 600 метров – в центральной части, контакты его с вмещающими полевошпатовыми амфиболитами извилистые с апофизами. Согласно с простираем вмещающих пород залегают многочисленные ксенолиты амфиболитов и углистокремнистых сланцев, встречающихся внутри массива. Жильные тела диоритового состава широко распространены только в южной части массива (на продолжении крупного тела диоритов на южном выклинивании массива). К северу они встречаются в виде отдельных даек диоритовых порфиритов, как с восточного контакта, так и внутри жильной зоны. Дайки гранито-гнейсов встречаются только вдоль восточной границы месторождения в виде крупных обособленных тел [75].

Жильная зона изумрудоносных слюдитов прослежена на протяжении 1800 метров вдоль западной части массива гипербазитов. Жилы образуют жильные свиты, рудные узлы – сложные по строению штокверкообразные сплетения жил (рис. 9). Всего выделены две жильные свиты слюдитов, структурно приуроченные к боковым частям массива гипербазитов. Наиболее обогащенные изумрудами рудные узлы приурочены к участкам сопряжения разрывных нарушений субмеридионального направления с субширотными. Мощность жил непостоянна от нескольких сантиметров до 2-3 м, длина жил не более 50-60 м и меньше. В зависимости от геолого-структурного положения в жильных свитах выделено 5 основных рудных узлов, из которых один, наиболее продуктивный, расположен в центральной части месторождения и отработан до глубины 90 м. Четыре других рудных узла выделены в южной части месторождения. Они имеют значительно меньшую продуктивность по сравнению с центральной частью. Размер рудных узлов в плане составляет от 100-130×50-130 до 220×10-50 метров.



Рис. 9. Геологический план центрального участка Черемшанского месторождения изумруда и александрита на горизонте 65 м

Слюдитовые жилы состоят, в основном, из флогопита (до 95 %), среди них часто развиты плагиоклазовые обособления в виде линз, ядер, желваков.

Из второстепенных минералов присутствуют: тальк, актинолит, хлорит; из редких – берилл, изумруд, хризоберилл, фенакит, молибденит, бавенит.

Изумрудная минерализация на месторождении распределена крайне неравномерно. Обычно гнездовые скопления изумруда, встречаются и отдельные кристаллы, приуроченные к биотит-флогопитовой зоне. Отмечается, что встречались довольно крупные кристаллы и их сростки размером до 10 см по удлинению, интенсивной зелёной окраски, но замутненные большим количеством включений и микротрещин. По этой причине при высоком содержании кристаллосырья выход ограночных камней был невысокий. Тем не менее, здесь встречались уникальные ограночные камни, что обусловило славу месторождения.

Помимо изумрудов на месторождении встречается ограночный хризоберилл и александрит. Положение этой минерализации аналогично описанной ситуации на Свердловском месторождении, где жилы с хризоберилловой минерализацией выполняют субширотные разрывные трещины. Все эти рудные тела находятся в тесной генетической связи с телами изумрудоносных слюдитов, но располагаются в различной геолого-структурной обстановке, они как бы секут слюдитовые жилы.

Красноболотное месторождение (Красноболотный прииск)

По геологической позиции находится в юго-западной части Уральских Изумрудных копей в пределах цепочки рудовмещающих метаморфизованных ультраосновных пород.

Рудопроявление открыто в первые годы освоения Изумрудных копей. Наличие на площади многочисленных старых отвалов, ям, карьеров свидетельствует об интенсивной отработке проявления с поверхности. Данных о количестве и качестве добытого сырья не сохранилось. В начале 1900-х годов англо-французская компания проводила добычу александритов. Е. В. Гомилевский в 1914 году писал, что Красноболотный прииск славился замечательными александритами и более редкими находками изумруда и фенакита. В 1937-38 годы Управлением копей было установлено, что наряду с хризобериллом слюдиты проявления содержат изумруд.

Рудопроявление приурочено к раздуву линзообразного тела метаморфизованных ультрабазитов, имеющему размеры до 1200 метров по

длине при ширине 150-200 метров. В геологическом строении принимают участие породы метаморфической толщи, зажатой между Адуйским и Каменским гранитными массивами. Общее простирание пород З-СЗ (290-310 градусов), падение ЮЗ под углами 40-50 градусов в юго-восточной части и до 80 градусов в северо-западной. Метаморфическая толща представлена амфиболитами, среди которых встречаются небольшие по размерам тела порфириров и кварцитов. Среди гипербазитов проявления первичные породы не встречаются. Преобладающее развитие имеют серпентиниты, тальк-карбонатные, тальковые, хлоритовые и актинолитовые сланцы и их переходные разновидности [75].

Жильно-дайковый комплекс представлен диоритами, слюдитами, пегматитами (рис. 10). Диориты развиты в виде небольших тел мощностью 1-5 метров, длиной 10-15 метров, как внутри массива гипербазитов, так и по его периферии. Слюдиты, пегматиты слагают единую жильную зону в массиве гипербазитов. Слюдитовые жилы мощностью от нескольких сантиметров до 0.6-1 метра в гипербазитах распределены неравномерно. Помимо одичных жил, встречаются серии сближенных, переплетающихся между собой разнонаправленных жил, образующих жильные узлы, свиты. Длина отдельных жил по простиранию 10-20 метров, жильные свиты имеют ширину 20-50 м, протяженность до 100 м. Простирание свит совпадает с направлением основных структур (азимут 310-330°), падение под углом 45-50°. Характерной особенностью рудных тел является их вещественный состав: флогопит-хлоритовые с тальком и актинолитом образования.

Пегматитовые жилы сложной, линзовидной формы с раздувами, пережимами, разветвлениями, с непостоянным простиранием. По контактам отмечаются оторочками слюдиты мощностью от 3-5 до 10-20 см.

По предшествующим работам в слюдитовых жилах отмечалось изумрудная зелень и даже ограночные камни низких сортов. Кроме того, рудопоявление с давних времён славится наличием прекрасными коллекционными хризобериллами и александритами. Академик А. Е. Ферсман отмечал, что в 1922 году при промывке сланцев, добытых в 1915 году было получено 1000 «пешек» отличных стройникованных кристаллов хризоберилла.



Рис. 10. Геологический план участка Красноболотного месторождения

Проведенными Малышевской ГРП в небольших объемах поисково-разведочными работами в 1969-1973 гг. в северо-западной части Красноболотного месторождения была выявлена новая жильная свита слюдитовых рудных тел протяженностью 250 м, шириной 35-40 м, при мощности отдельных жил до 4-5 м.

Квартальное месторождение

Рудное поле месторождения находится в 100 метрах от контакта гранитов Адуйского массива, который на данном отрезке имеет северо-западное простирание по азимуту 305-335° и довольно крутое падение на северо-восток, согласно с падением метаморфической вмещающей толщи (рис. 11).

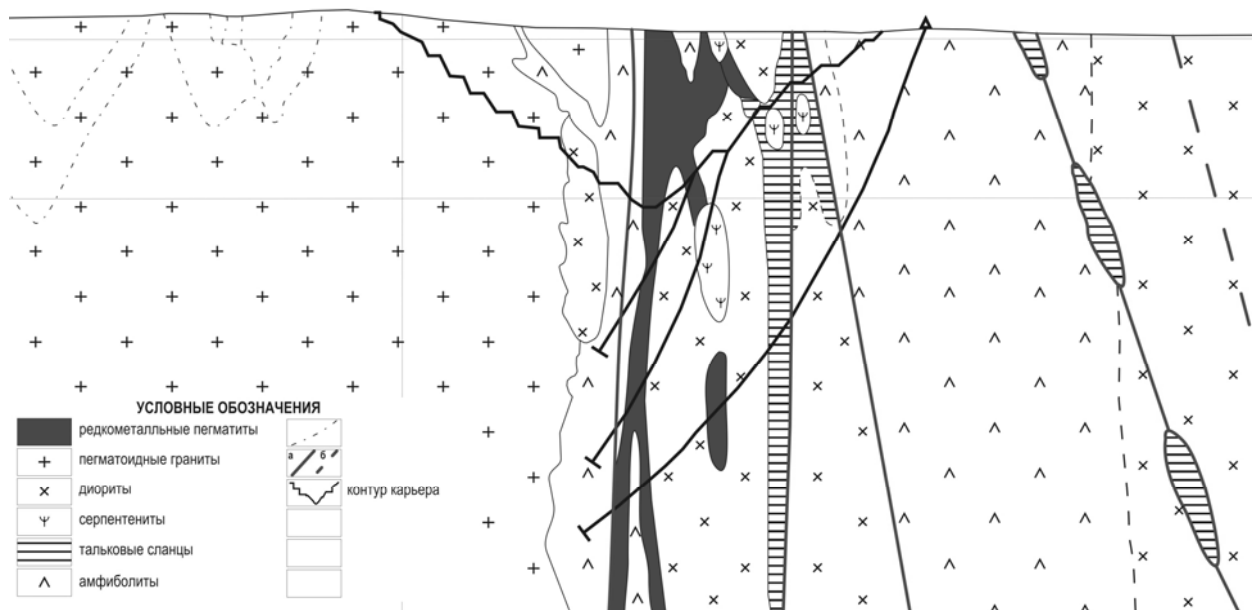


Рис. 11. Схематический разрез Квартального месторождения редкометалльных пегматитов

Месторождение ограничивается с запада зоной сближенных разломов северо-западного простирания, а на востоке – серией даек пироксеновых порфиритов. Комплекс вмещающих пород представлен амфиболитами и диоритами, среди которых встречаются небольшие тела тальковых сланцев и серпентинитов. В структурном отношении месторождение приурочено к восточному склону крупной брахиантиклинальной складки,

ориентированной параллельно контакту гранитного массива. В центральной и северо-западной части месторождения наблюдаются дугообразные изгибы пород. Простираение пород в этой части месторождения изменяется несколько раз с севера-западного на северо-восточное, и падение их с северо-восточного на юго-западное [47].

В пределах месторождения известно 7 жил гранитных пегматитов. Их минеральный состав: породообразующие минералы (ортоклаз альбит, кварц), второстепенные акцессории (мусковит, гранат, апатит, берилл, молибденит и др.). Пегматиты Квартального месторождения интенсивно альбитизированны и грейзенизированны.

В настоящее время месторождение отработано открытым способом и затоплено. Интерес представляют отвалы, на которых находятся большие глыбы (негабариты), состоящие из фрагментов пегматитовых жил и вмещающих пород.

Южно-Шамейское месторождение молибдена

Южно-Шамейское месторождение молибдена было открыто в процессе поисковых работ в 1964-1967 гг. и является первым промышленным объектом на Урале с запасами молибдена 50-60 тыс.т при среднем содержании 0.06-0.08 %.

Месторождение приурочено к восточному контакту Малышевского гранитного массива с толщей метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, и в целом весь комплекс находится в зоне глубинного Сусанского разлома близмеридионального простираения. Рудное тело представлено линейным штокверком 1200 м длиной, 150-200 м шириной, протягивающимся на глубину 240-280 м от поверхности. Рудный молибденовый штокверк имеет простую форму и охватывает дополнительный гребень, а также прилегающие к нему части основного тела гранитов и вмещающих амфиболовых сланцев. Выделяются два природных и технологических типа руд: гранитные (I) и гранитосланцевые (II) [48].

Руды Южно-Шамейского месторождения являются комплексными. Кроме главного молибденового концентрата они дают ещё ряд попутных продуктов: В апогранитовых рудах – это микроклиновидный, плагиоклазовый, мусковитовый, пиритовый и кварцевый; в апогранито-метасоматических экзоконтактовых рудах – плагиоклазовый, слюдяной биотитовый,

флюоритовый, пиритовый. Молибденит руд месторождения – тонкочешуйчатый, обычно слагающий полосчатые агрегаты параллельно сросшихся чешуек. Реже встречаются розеточные сростки молибденита. Кроме того, в рудах в незначительных количествах встречаются сфалерит, халькопирит, гематит, магнетит, шеелит.

В 1992 г. на месторождении была пройдена разведочная траншея глубиной 13 м, из которой были добыты две крупные технологические пробы из руд I и II типов массой 9 и 18 тыс. т. В настоящее время разведочная траншея затоплена водой. Часть добытой руды заскладирована на площади отвала некондиционных руд Мариинского месторождения, а большая часть руды находится на площади месторождения розовых гранитов.

Глава 3.

РУДНЫЙ КОМПЛЕКС УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ

3.1. Слюдитовые комплексы (геологическая позиция, условия формирования, рудоносность)

На месторождениях Уральской изумрудноносной полосы интенсивная бериллиевая минерализация встречается в метасоматических рудных телах, которые А. Е. Ферсман называл десилицированными пегматитами [84], И. И. Куприянова прожилково-метасоматическими рудными телами [37], а А. И. Шерстюк слюдитовыми комплексами (жилами) [91]. Несмотря на явное присутствие явлений десиликации и достаточно частое совмещение кварц-плагиоклазовых и слюдитовых тел определение А. И. Шерстюка более соответствует генетической природе рудных тел, содержащих изумрудно-берилловую и александрит-хризоберилловую минерализацию.

Состав пневматолит-гидротермальных растворов, с которыми связано образование любых слюдитовых комплексов, дает представление о пространственной связи их с коллизионными гранитами, возраст которых 300-260 млн лет, обогащенных бериллием, танталом, литием, цезием, вольфрамом [85]. В то время как гранитные массивы сформированы в пермском периоде, находящиеся в их экзоконтактах слюдиты имеют более

поздний триасовый и юрский возраст. На основании геохронологических данных (Rb-Sr метод) становится возможным выделение трех стадий формирования изумрудно-берилловых слюдитов на территории Уральской Изумрудоносной полосы: ~230 млн лет (Глинское м-е), ~205 млн лет (Мариинское м-е и проявление берилла Заречное) и ~190 млн лет (проявление «71 км»). Образование пород может быть связано с флюидом, отделявшимся от остаточного расплава при многостадийном частичном плавлении палеопротерозойского источника [3].

Самое масштабное развитие слюдитовые комплексы получили на восточном контакте Адуйско-Мурзинского гранитного плутона, менее значительные в районе (с севера на юг) Гаевского, Соколовского, Каменского, Газетинского, Бисембаевского гранитных массивов. Минеральные парагенезисы слюдитов (флогопит, флюорит, апатит, минералы бериллия, плагиоклаз, турмалин, кварц, мусковит) и геохимические особенности (растворы содержали калий, натрий, бериллий, литий, рубидий, цезий, фтор, бор и углекислоту) позволяют отнести слюдитовые комплексы к фации грейзенов по ультрабазитам. Ультраосновные горные породы при внедрении растворов, связанных с гранитным массивом, служили контрастным геохимическим барьером, на котором происходило осаждение бериллия и сопутствующих характерных элементов.

На всем протяжении Уральской изумрудоносной полосы ультраосновные горные породы чаще всего представлены дунитами, перидотитами, а также их метасоматическими производными (серпентинитами, тальк-оливиновыми породами, тальковыми, тремолит-тальковыми и актинолит-тальковыми сланцами), являющимися следствием десерпентинизации ультрабазитов под действием высоких температур, связанных с гранитными массивами средне-позднепермского заложения. Наиболее распространенные из ультрабазитов серпентиниты разнообразны по минеральному составу: хризотилловые, клинохризотилловые, антигоритовые. На Мариинском месторождении были встречены серпентиниты гидротермального происхождения, сложенные фторсерпентином карлостуранитом. Наряду с гипербазитами пневматолит-гидротермальные растворы могли воздействовать и на горные породы среднего и основного состава: диоритовые порфириды, амфиболиты, габбро и др.

Анализируя ранние работы, в пределах Уральской изумрудоносной полосы можно выделить следующие типы слюдитовых комплексов:

- **рудоносные**, среди которых выделяются бериллоносные, изумрудоносные и александрит-хризобериллоносные;
- **потенциально рудоносные**, видимая минерализация в которых пока не обнаружена;
- **не рудоносные** (слюдитовые комплексы, не несущие полезную рудную минерализацию).

Структурное положение слюдитовых комплексов

Морфология и размеры слюдитовых комплексов (жил) определяются интенсивностью метасоматических процессов, мощностью тектонических разломов и зон рассланцевания, по которым циркулировали растворы, а также интенсивностью дробления горных пород в участках пересечений тектонических нарушений.

Слюдитовые жилы на большинстве проявлений и месторождений Уральской изумрудоносной полосы обычно группируются в зоны (свиты), прослеживающиеся по простиранию и падению от десятков до сотен метров. Морфология слюдитовых комплексов сложноветвистая, жилообразная с раздувами в центральных частях, чередующихся с пережимами. Раздувы чаще приурочены к пересечениям тектонических нарушений различной ориентировки, а пережимы к участкам сдавливания рудной зоны крупными дайками серпентинита или диорита.

Размеры отдельных слюдитовых жил не превышают 30-50 м, (редко 100 м) по простиранию и падению. Большинство рудных тел имеет длину по простиранию не более 15 м. Мощность слюдитовых жил колеблется от 0,05 до 8,5 м. Элементы залегания слюдитовых жил разнообразны. Простирание жил изменяется в пределах С-З 300° – С-В 30°. Отклонения у отдельных рудных тел не нарушают генерального субмеридионального простирания рудной зоны у большинства месторождений и проявлений, входящих в Уральскую изумрудоносную полосу. В пределах рудных полей месторождений слюдитовые комплексы располагаются кулисообразно и образуют жильные свиты.

Закономерности распределения слюдитовых комплексов в пределах рудных полей наиболее детально изучены [29] по результатам разведочных

и добычных работ на наиболее крупном Мариинском изумрудно-бериллиевом месторождении. Слюдитовые жилы расположены в тектонически ослабленных участках, вдоль которых неоднократно происходили дорудные, внутрирудные и пострудные перемещения. В результате интенсивного дробления и смятия, зоны приобрели линзовидно-блоковое строение. Слюдитовые жилы формировались в трещинах скалывания в пределах зон разломов и в приконтактной части с дайками диоритовых порфиритов и являются наиболее выдержанными как по простиранию, так и по падению (табл. 3).

Таблица 3

Условия залегания слудитовых жил на Мариинском месторождении

Отношение рудных тел к вмещающим породам	+225 метров		+60 метров		-30 метров	
	кол-во набл.	частота, %	кол-во набл.	частота, %	кол-во набл.	частота, %
Слюдитовые жилы, залегающие						
1. В тальковых сланцах	398	33,7	264	48,6	319	46,9
2. На контакте тальковых сланцев:						
– с диоритовыми порфири-тами;	650	55	246	45,3	323	47,4
– другими породами	51	4,3	18	3,3	21	3,1
3. В рассланцованных диоритовых порфири-тах	83	7	15	2,8	18	2,6
Сумма	1182	100	543	100	681	100

По структурным признакам среди слудитовых комплексов выделяются отдельные тела, рудные узлы, свиты, зоны и столбы. Так, на Мариинском месторождении выделяется три жильных свиты: Западная, Центральная и Крестовская (см. рис. 7). На более мелких месторождениях Уральской изумрудоносной полосы крупные структурные формы обычно отсутствуют. На изумрудно-берилловом месторождении им. Крупской (Люблинский прииск) отмечается одна свита, а на Свердловском (Сретенском) и на Глинском месторождениях слудитовые комплексы образуют серию рудных узлов.

В геологическом строении уральских месторождений и проявлений изумруда слудитовые комплексы образуют несколько структурных уровней. На низшем уровне находятся одиночные слудитовые комплексы (жилы). Этому уровню соответствует низший уровень бериллиевой

минерализации *гнезда*. Гнезда бериллиевой минерализации представляют собой часть слюдитовых комплексов, главным образом часть центральной зоны. Чаще всего они имеют форму уплощенного диска, вытянутого вдоль простирания слюдитового комплекса. У гнезд, локализуемых в участках пересечения зон рассланцевания и трещин различного направления форма более сложная. Размеры гнезд по простиранию составляют от 1,5 до 3,0 м. при ширине в раздуве от 0,2 до 0,8 м. В большинстве случаев гнезда локализируются в зоне буровато-серых флогопитовых слюдитов. Слюдиты как правило хорошо рассланцованные, среднечешуйчатые и слегка гофрированные. Значительно реже гнезда находятся в тальковой или флогопит-актинолитовой зонах слюдитовых комплексов [23].

Слюдитовые жилы, залегающие в тальковых сланцах, имеют зональное строение. Наиболее четкая и полная зональность наблюдается в жилах *совмещенного типа* – местах наложения кварц-плагиоклазовой жилы на слюдитовый комплекс. Центральная часть их обычно сложена линзами и желваками плагиоклаза, реже кварца, мощностью от 2-5 см, до 1,5-2 м. По обе стороны от плагиоклазового ядра располагается флогопитовая зона мощностью от 0,5 до 3 м, реже до 6 м. Далее следуют околожилные зоны мощностью до 0,4 м, обычно смешанного состава флогопит-хлоритовые, тальк-актинолитовые. В тех случаях, когда слюдитовые жилы приурочены к контакту тальковых сланцев и диоритовых порфиритов, эти зоны со стороны последних отсутствуют, а флогопитовая зона непосредственно контактирует с ними и сопровождается интенсивно биотитизированными диоритовыми порфиритами на расстоянии 0,1-0,5 м, от контакта [29].

Слюдит в гнездах по сравнению с вмещающими породами обладает более низкой плотностью и более высокой эффективной пористостью. По этим свойствам изумрудоносные гнезда сопоставимы с полостями в пегматитовых и кварцевых жилах. По-видимому, общими для них является схемы привноса вещества. И в том и в другом случае минералообразующие растворы поступали из окружающего гнездо пространства. Можно выделить гнезда первичные и наложенные. Вторые образуются при пересечении слюдитовых комплексов более поздними кварц-плагиоклазовыми жилами. В пределах гнезд кристаллы берилла, изумруда, хризоберилла и александрита могут находиться в виде одиночных кристаллов, сростков или агрегатов. Нередко среди разобщенных кристаллов встречаются желваки берилл-

плагиоклазового или берилл-кварцевого состава. Размер желваков по длинной оси не превышает 20-30 см [22].

Поисковые признаки гнезд с берилловой минерализацией делятся на косвенные и прямые. Косвенные признаки связаны с закономерностями формирования слюдитовых комплексов, а прямые – с выделением непосредственно берилловой минерализации. Косвенные признаки свидетельствуют о благоприятных факторах для образования рудных гнезд, а прямые с высокой достоверностью указывают на место их локализации. Из всего комплекса геологических условий, контролирующих положение рудных гнезд, наибольшее распространение имеют следующие (в порядке уменьшения встречаемости на известных разведанных месторождениях изумруда) [23]:

1. Участки слюдитовых комплексов, расположенные на выклинивании линз диоритового состава. Обычно гнезда находятся на расстоянии 1-3 м от дайки. Эта закономерность отмечается для 26,8 % гнезд.

2. Участки резкого увеличения мощности сближенных слюдитовых комплексов (раздув). Для них характерно пространственное совмещение соседних ореолов рассеяния бериллия, увеличение его концентрации и образование богатых изумрудоносных гнезд. Количество таких участков составляет 26,4 %.

3. Третью группу (13,5 %) составляют гнезда, расположенные на выклинивании крупных плагиоклазитовых линз.

4. Рудные гнезда, для которых главными геологическими факторами локализации являются пересечения разрывных нарушений различного направления, флексуобразные перегибы слюдитовых комплексов и некоторые другие признаки, составляют около 10 %.

Для геометризации гнезд проводится минералогическое картирование слюдитовых зон бериллийсодержащих комплексов в процессе проходки рудных штреков. Основными элементами картирования были породообразующий флогопит и акцессорные минералы бериллия (берилл, фенакит, хризоберилл, бериллиевый маргарит).

На втором структурном уровне слюдитовые жилы образуют *рудные свиты* и *рудные узлы*. Он характеризуется преимущественным развитием сближенных слюдитовых комплексов с совмещенными метасоматическими зонами. Для них характерно наложение эндогенных ореолов рассеяния бериллия и как следствие, образование повышенных концентраций бериллия.

Локализация обогащенных участков в пределах рудных столбов обусловлена телами гипербазитов и их метасоматических производных. Этому уровню соответствует второй уровень бериллиевой минерализации – обогащенные участки. Обогащенные участки представляют собой достаточно обособленные тела с повышенной жильностью и повышенной концентрацией берилла и изумруда. Гнезда минерализации здесь встречаются значительно чаще, чем в других частях рудного поля [23].

Третьим структурным уровнем распространения слюдитовых комплексов на крупных месторождениях изумруда и берилла являются *рудные столбы*, которые локализуются по условным линиям пересечения (зонам повышенной трещиноватости и проницаемости) субмеридиональных зон разломов и крупных разрывных нарушений, преимущественно субширотного залегания. Минерализация бериллия на этом уровне представлена последовательной цепочкой обогащенных участков (гнезд) или скоплений кристаллосырья [23].

Таким образом, каждому структурному уровню организации слюдитовых комплексов соответствует свой уровень берилевой минерализации, представленной различными минералами-концентраторами: бериллом, изумрудом, хризобериллом, александритом, броммелитом, фенакитом.

Типы и вещественный состав слюдитов

Слюдитовые комплексы достаточно разнообразны. Это разнообразие обусловлено различным химическим и минеральным составом протолитов, длительностью и полигенерационностью метасоматических процессов. Среди них по горным породам, подвергшимся метасоматической обработке, выделяются апогипербазитовые и аподиоритовые [91], аповулканитовые и апокарбонатные [15], апоамфиболитовые и апогаббровые, а по минеральному составу центральных зон анит-плагиоклаз-флогопитовые, кварц-плагиоклаз-флогопитовые, топаз-парагонит-флогопитовые и хризоберилл-фенакит-флогопитовые [20]. В пределах рудных зон известных месторождений берилла и изумруда слюдитовые комплексы сопровождаются мелкими жилками тальк-карбонатного, кварц-эпидотового, флюоритового, плагиоклазового или флюоритового состава, выполняющими открытые трещины. Кроме типичных слюдитовых комплексов в пределах

месторождений и проявлений Уральской изумрудоносной полосы достаточно широко распространены другие слюдистые метасоматиты: слюдяные оторочки кварц-плагиоклазовых и пегматитовых жил, локализующихся в серпентинитах и тальковых сланцах, а также биметасоматические слюдяные зоны на контактах серпентинитов с породами среднего состава.

На большинстве месторождений и проявлений Уральской изумрудоносной полосы встречаются слюдитовые комплексы с центральными зонами *кварц-плагиоклаз-флогопитового состава*, среди которых выделяются обычные и совмещенные. Обычные слюдитовые жилы, залегающие в тальковых сланцах, имеют зональное строение. Наиболее четкая и полная зональность наблюдается на Мариинском месторождении в жилах совмещенного типа. Центральная часть их обычно сложена линзами и желваками плагиоклаза, реже кварца, мощностью от 2-5 см до 1,5-2 м. По обе стороны от плагиоклазового ядра располагается флогопитовая зона мощностью от 0,5 до 3 м, реже до 6 м. Далее следуют околожилные зоны мощностью до 0,4 м, обычно смешанного состава флогопит-хлоритовые, тальк-актинолитовые. В тех случаях, когда слюдитовые жилы приурочены к контакту тальковых сланцев и диоритовых порфиритов, эти зоны со стороны последних отсутствуют, а флогопитовая зона непосредственно контактирует с ними и сопровождается интенсивно биотитизированными диоритовыми порфиритами на расстоянии 0,1-0,5 метров, от контакта [23].

В совмещенных слюдитовых жилах строение усложняется за счет линз кварц-плагиоклазового и кварц-мусковитового состава. По обе стороны от этих линз располагается флогопитовая зона мощностью от 0,5 до 3 метров, реже до 6 метров. В непосредственном контакте с наложенными линзами, как правило, отмечается зона крупночешуйчатого, явно перекристаллизованного флогопита. Далее следуют метасоматические зоны мощностью до 0,4 метра, обычно смешанного состава: флогопит-хлоритовые, тальк-тремолитовые или тальк-актинолитовые. В отдельных случаях актинолит образует крупные линзовидные выделения.

Слюдитовые комплексы с центральными зонами *парагонит-топаз-маргаритового состава* имеют сравнительно небольшое распространение на Мариинском месторождении в эксплуатационных блоках на севере рудной зоны. По морфологии, метасоматической зональности и минеральному составу внешних метасоматических зон они аналогичны остальным

слюдитовым комплексам, но по значительному количеству топаза, флюорита, турмалина, а также по высокому содержанию лития в слюдах их можно отнести к наиболее высокотемпературным образованиям этого месторождения – цвиттерам [20]. В этих комплексах отсутствуют характерные для многих месторождений гнезда плагиоклазового состава. Вместо них в центральной слюдитовой зоне находятся крупные линзовидные выделения парагонит-маргарит-топазового состава. Кроме этих основных минералов здесь встречаются зеленый берилл, хризоберилл, флюорит, апатит и турмалин.

Слюдитовые комплексы с центральной зоной *фенакит-хризоберилл-маргаритового состава* развиты в основном на Мариинском и Сретенском месторождениях, где они часто выполняют оперяющие трещины. Как правило, такие комплексы залегают среди плотных серпентинитов и имеют небольшие длину и мощность. Эти комплексы сложены центральной, часто прерывистой, зоной фенакит-хризоберилл-маргаритового состава и внешней зоной шестоватого зеленого слюдита [21]. Тальковая зона в большинстве случаев отсутствует. В центральной зоне встречаются фиолетовый флюорит, апатит и турмалин (дравит и фтордравит). С вкрапленностью фиолетового флюорита парагенетически связана окраска хризоберилла: без флюорита она желтовато-зеленая (железистая), а с флюоритом - зеленая (хромовая). Минеральное сырье центральной зоны комплекса представлено кристаллами фенакита и хризоберилла различной степени идиоморфизма. Иногда центральная зона сложена мономинеральным агрегатом хризоберилла или фенакита, часто они имеют хорошо выраженные кристаллографические формы.

Минеральный состав слюдитовых комплексов изменяется в соответствии с метасоматической зональностью. Он достаточно разнообразен и усложняется от одиночных комплексов к совмещенным. В центральных частях обычно прослеживаются мелкие линзы и ядра кварцевого и плагиоклазового состава, величиной от 5-10 до 50-80 см в диаметре. Линзы и ядра кварца и плагиоклаза в слюдитовых зонах, как правило, завальцованы. Кварц обычно прозрачный, с раковистым изломом насыщенного темно-серого цвета, иногда содержит игольчатые кристаллы берилла. Плагиоклаз сложен крупнозернистым агрегатом олигоклаз-андезинового состава. Зерна плагиоклаза могут быть бесцветные, белые, зеленые или розовые. Прозрачность зерен колеблется в широких пределах и

зависит от степени метаморфизма [23]. По данным [40] плагиоклаз слюдитовых комплексов люминесцирует в УФЛ фиолетово-синим цветом различной интенсивности (центры Eu-2). Метаморфизованный плагиоклаз насыщен газовой-жидкими включениями и имеет белый цвет. При замещении, преимущественно сосюритизации, цвет плагиоклаза изменяется от светло-зеленовато-серого до коричневого. Кроме породообразующих, слюдитовые комплексы содержат множество других минералов: зеленый и светло-серый берилл, различной насыщенности фиолетовый флюорит, розовый, желтый и зеленый апатит, эвклаз, фенакит, александрит, черный и коричневый турмалин (дравит и фтордравит), розовый цоизит, желто-зеленый и желто-коричневый хризоберилл, ильменит, титанит, рутил, анатаз, ортит, молибденит. Взаимоотношения этих минералов в слюдитовых жилах сложные. Например, флюорит в одних случаях более ранний по отношению к бериллу, а в других более поздний. Часто флюорит и берилл имеют поверхности с индукционной штриховкой, что свидетельствует об одновременности их образования. Это доказывает полигенность слюдитовых комплексов. В слюдитовых комплексах бериллиевая минерализация встречается в следующих минеральных парагенезисах (в порядке уменьшения встречаемости): флогопитовых слюдитах, плагиоклазите, кварце, талькитах и актинолититах. Среди минералов бериллия (берилл, хризоберилл, фенакит) много цветовых, морфологических и структурных разновидностей, отражающих закономерность и последовательность метасоматических процессов в слюдитовых комплексах. Стенки открытых трещин в плагиоклазовых ядрах часто покрыты щетками клевеландита, с выросшими на них вторичными минералами: пренита, биссолита, пирита, шабазита, натролита, анальцима и гарронита [19]. Из вторичных бериллийсодержащих минералов в слюдитовых жилах встречаются мариинскит [57], эвклаз, бавенит, бертрандит, бехоит [61]. Основными минералами чисто слюдитовых жил являются флогопит, хлорит, актинолит, биотит, берилл (изумруд), турмалин.

Минеральный состав слюдитовых комплексов обусловлен прежде всего химическим составом и параметрами пневматолит-гидротермальных растворов и горных пород, подвергшихся их воздействию. По минеральным парагенезисам, составу и температурам гомогенизации газовой-жидкостных включений установлено, что максимальные температуры раствора составляли 450-550 градусов, а давление 400-500 атм. [89]. По данным [38]

газово-жидкостные включения в берилле слюдитовых комплексов Мариинского (Малышевского) месторождения гомогенизируются при 315-435 °С.

В связи с детальным изучением состава минералов с помощью современных методов выявляются новые признаки, косвенно свидетельствующие о продуктивности слюдитовых комплексов на бериллеву минерализацию. Так, установлено, что с повышением продуктивности слюдитовых комплексов во флюорите увеличивается содержание Mn^{2+} , Yb^{2+} , Eu^{2+} , TR^{2+} и уменьшаются отношения Yb/Eu [40]. Новым индикатором являются яркая фотолюминесценция плагиоклаза и фиолетово-синяя фотолюминесценция апатита. Следует отметить, что определение локализации гнезд в слюдитовых комплексах возможно только при детальном минералогическом картировании типов слюдита и при систематическом определении в процессе проходки горных выработок их минерального состава и структурно-текстурных особенностей.

Геохимические особенности слюдитов

Пневматолит-гидротермальные растворы формировали эндогенные геохимические ореолы рассеяния привносимых элементов и элементов, типоморфных для вмещающих слюдитовые комплексы горных пород. С первыми связаны ореолы привноса, а со вторыми – выноса. Комплексный ореол привноса составляют элементы Be, Li, Rb, Cs, K, F, P. Ореолы выноса формировали Mg, Ti, Cr, Ni, Co, B, Y [53, 32]. Геохимические ореолы в целом повторяют конфигурацию слюдитовых комплексов, но наиболее подвижные фтор и литий фиксируются далеко за пределами рудных тел. Геохимические ореолы привноса характеризуются линейно-полосчатым строением. В плане большинства изумрудных месторождений и проявлений они имеют форму замкнутых вытянутых контуров с СЗ ориентировкой, а в разрезе – узких или факелообразных полос восточного падения. Вертикальный размах ореолов составляет 200-300 м. Ореолы выноса значительно меньше по размерам и не выходят за пределы рудных тел. В связи с неоднородностью геологического строения рудных полей месторождений, а также частым чередованием горных пород различного химического состава ореолы выноса типоморфных элементов также неоднородны. Элементы, выносимые из горных пород среднего состава (титан, кремний, алюминий), формировали ореол привноса в соседних

ультраосновных горных породах, а в свою очередь элементы, типоморфные для ультрабазитов (магний, хром, никель, ванадий) формировали ореол привноса в горных породах среднего и основного состава. Это обусловило формирование метасоматитов сложного состава (флогопит-актинолитовых, флогопит-плагноклаз-актинолитовых и др).

Содержание и минеральное выражение химических элементов в пределах эндогенных ореолов рассеяния колеблется в широких пределах. Изучение баланса вещества при образовании слюдитовых комплексов показывает, что этот процесс сопровождался, прежде всего, привносом щелочных элементов с привлечением элементов, типоморфных для кислых и основных горных пород. При этом происходил активный вынос элементов, типоморфных для ультрабазитов. Изменение содержания химических элементов по метасоматическим зонам с той же тенденцией отмечается и в центральной слюдитовой зоне.

По геохимическим признакам среди апогипербазитовых слюдитов также четко выделяется две группы. Прежде всего, это касается содержаний хрома и титана. Содержание Cr_2O_3 в зеленовато-серых апогипербазитовых слюдитах колеблется от 0,20 до 0,96 масс. %, а содержание TiO_2 составляет 0,00-0,08 масс. %. В буровато-серых слюдитах содержание Cr_2O_3 снижается до 0,10-0,18 масс.%, а TiO_2 наоборот, увеличивается до 0,20 -0,40 масс. %. Зеленатовато-серые и буровато-серые апогипербазитовые слюдиты различаются также по минеральной форме хрома. В зеленовато-серых слюдитах он содержится в малоподвижной окисной форме (хромит, хромшпинелид), а в буровато-серых слюдитах, в основном, в силикатной форме, в виде изоморфной примеси в породообразующем флогопите. В аподиоритовых (апоамфиболитовых) слюдитах отмечается низкое содержание Cr_2O_3 (0,01-0,12 масс. %) и высокое TiO_2 (0,30-2,40 масс. %). Молекулярное отношение Cr_2O_3 к TiO_2 в зеленовато-серых слюдитах составляет 1,00-2,86, в буровато-серых – 0,30-0,45, а в бурых – 0,02-0,08 (табл. 4). В совокупности с показателями преломления отношение содержаний хрома и титана (хром-титановое отношение) является типоморфным признаком на бериллоносных слюдитах. Общая железистость слюдитов апогипербазитового типа колеблется от 8 до 18, а аподиоритовых – от 14 до 32. Таким образом, эти типы слюдитов достаточно контрастно выделяются как по минеральным, так и геохимическим критериям.

На образование и пространственное распределение рудной минерализации основное влияние оказывают эндогенные ореолы и, прежде всего, инеральное выражение содержаний бериллия. В геохимическом ореоле рассеяния, наиболее важном для образования бериллийсодержащих минералов, содержания бериллия возрастают от периферии ореола к центру. При этом контрастность их по сравнению с фоном колеблется от 50 до 1000. По результатам геохимического опробования слюдитовых зон (без макроскопически крупных кристаллов бериллийсодержащих минералов) Малышевского, Свердловского, им. Крупской, Старковского и «участок 616» месторождений содержания бериллия имеют логарифмически нормальный закон распределения [23].

В слюдитовых комплексах от вмещающих серпентинитов к центральным зонам закономерно снижается содержание магния и увеличивается содержание алюминия и титана. Значимые коэффициенты корреляции хрома с этими элементами свидетельствуют о снижении содержания хрома к центральным зонам комплексов. Аналогичные данные дают и профильные пересечения. Исключение составляют участки выклинивания зоны буровато-серых слюдитов и зоны слюдитов, расположенные между сближенными слюдитовыми комплексами, в которых отмечаются аномально высокие содержания хрома.

Кроме элементов, соответствующих составу вмещающих горных пород, в состав слюдитов входят элементы, характерные для грейзенового процесса: калий, фтор, литий, рубидий, цезий, бериллий (табл. 5). По содержанию лития в слюдах и высокой концентрации германиевых центров кварце И. И. Куприянова считает, что слюдитовые комплексы на Мариинском изумрудно-бериллиевом месторождении ближе к натрий-литиевым пегматитам, чем к альбит-микроклиновым пегматитам Квартального редкометального месторождения, расположенного в непосредственной близости [40].

**Химический состав (мас. %) флогопита,
Мариинского месторождения изумрудов, Средний Урал**

Комп.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,68	42,39	42,11	44,06	44,26	41,28
TiO ₂	0,34	0,34	0,38	0,05	0	0,54
Al ₂ O ₃	13,05	12,92	13,72	10,66	10,90	13,83
Cr ₂ O ₃	0,79	0,68	0,95	0,08	0,04	0,19
MgO	22,08	22,08	21,03	26,64	26,57	20,64
CaO	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,55
MnO	0,11	0,12	0,12	0,04	0,08	0,15
FeO	6,72	7,06	7,13	3,11	3,25	7,75
ZnO	0,09	0,12	0,00	-	-	-
NiO	0,20	0,18	0,23	0,08	0,00	-
Na ₂ O	0,17	0,14	0,23	0,43	0,46	0,47
K ₂ O	8,69	8,54	8,82	8,63	8,41	9,15
H ₂ O ⁺	2,49	2,49	2,26	1,77	1,68	2,03
F	3,25	3,29	3,16	5,02	5,22	3,60
-Oe F ₂	1,37	1,39	1,33	2,11	2,20	1,51
Li ₂ O	-	-	-	-	-	0,30
Rb ₂ O	-	-	-	-	-	0,06
Cs ₂ O	-	-	-	-	-	0,02
Сумма	98,3	98,97	98,82	98,46	98,68	99,05
Формульные единицы в расчете на 7 катионов						
Si	3,016	3,044	3,041	3,111	3,112	
Al ^{IV}	0,984	0,956	0,959	0,887	0,888	
Mg	2,382	2,362	2,265	2,804	2,785	
Fe	0,407	0,424	0,431	0,184	0,191	
Al ^{VI}	0,129	0,137	0,209	-	0,015	
Cr	0,045	0,039	0,054	0,004	0,002	
Ti	0,018	0,018	0,021	-	-	
Ni	0,012	0,010	0,013	0,005	-	
Mn	0,007	0,007	0,007	0,002	0,005	
Zn	0,005	0,006	-	-	-	
K	0,802	0,782	0,813	0,777	0,754	
Na	0,024	0,019	0,032	0,059	0,063	
Ca	0,001	0,001	0,001	-	0,001	
OH ⁻	1,204	1,195	1,088	0,834	0,786	
F	0,744	0,747	0,722	1,121	1,161	
O ²⁻	0,053	0,058	0,190	-	-	
f, %	14,6	15,2	16,0	6,4	6,6	

Примечание. 1-3 – изумрудсодержащие тальк-тремолит-флогопитовые метасоматиты; 4-5 – тальк-флогопитовые метасоматиты; 6 – буровато-серый (Шерстюк, 1970) H₂O⁺ рассчитано по стехиометрии. Прочерк – элемент не определялся.

Таблица 5

**Микропримесный состав (г/т) темных слюд из слюдитов месторождений
Уральской изумрудоносной полосы**

Место отбора	Малышевское	Красноболотное	Квартальное	Свердловское
Li	3762	3974	5850	1350
Be	201	24,8	40,5	16,36
Rb	3310	2855	4580	2497
Sr	104	261	17,67	10,86
Y	н.п.о	13,82	26,8	н.п.о
Zr	н.п.о	58,2	97,3	н.п.о
Nb	21,8	113,1	67,7	41,0
Mo	н.п.о	н.п.о	33,3	н.п.о
Ag	н.п.о	0,089	0,696	н.п.о
Sn	20,3	1045	18,07	10,34
Cs	457	464	249	314
Ba	251	573	267	671
La	0,331	17,06	15,18	0,063
Ce	0,806	37,5	37,6	0,172
Pr	0,034	4,54	5,01	н.п.о
Nd	0,244	18,08	21,4	н.п.о
Sm	0,035	3,54	5,34	0,001
Eu	0,135	0,941	0,945	0,086
Gd	0,033	3,45	5,59	н.п.о
Tb	н.п.о	0,529	1,036	н.п.о
Dy	0,042	3,14	5,98	н.п.о
Ho	н.п.о	0,560	1,128	н.п.о
Er	0,015	1,711	3,29	н.п.о
Tm	н.п.о	0,219	1,366	н.п.о
Yb	0,019	1,471	2,66	0,00
Lu	н.п.о	0,195	0,370	н.п.о
Ta	16,85	302	30,8	9,01
W	1,195	24,8	1,348	0,187
Tl	21,4	18,68	26,8	16,98
Pb	6,01	8,58	5,36	1,269
Th	0,043	3,52	4,34	н.п.о
U	0,077	3,07	3,54	0,042
Sc	16,70	10,39	12,23	8,42
V	94,9	70,9	87,3	57,8
Cr	1008	34,6	1257	738
Co	46,8	3,68	57,6	55,3
Ni	525	32,6	1206	878
Cu	73,9	4,02	2,25	2,02
Zn	608	252	664	555
Ga	51,2	97,9	49,1	28,0

Примечание: н.п.о. – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировано.

Содержание оксида лития в слюдитах изумрудоносных участков Мариинского месторождения обычно колеблется в пределах 0,60-0,85 масс. %. При этом максимальные содержания отмечаются вблизи изумрудоносных гнезд. В стороны от гнезд содержания лития постепенно снижаются и на расстоянии 3 метров содержание в 2 раза меньше, чем около гнезда.

3.1.1. Изумрудное камнесамоцветное сырьё

Минералогическая характеристика изумрудов и сортировка готовой продукции

Кристаллы изумруда с уральских месторождений имеют ограничение преимущественно гранями гексагональной призмы первого рода и гранями базопинакоида. Индивиды с дигексагональным ограничением встречаются крайне редко. Около 20 % кристаллов имеет искажение гексагонального габитуса на псевдоромбический, псевдотригональный и уплощенный. Удлинение кристаллов чаще 1:3-1:5, сравнительно редко встречаются длиннопризматические кристаллы.

Цвет кристаллов зеленый, желтовато-зеленый или голубовато-зеленый. Окраска цвета «майской зелени», соответствующая высшим сортам изумруда, встречается крайне редко. Часть кристаллов, наряду с зеленой хромовой окраской имеет желтовато-зеленый цвет, обусловленный примесями железа. Распределение окраски в кристаллах равномерное, зональное и пятнистое. Зональность кристаллов типичная для Мариинского месторождения: по призме и пинакоиду, или только по призме и только по пинакоиду (полосатики). Зональность обычно цветовая: по цвету – бесцветная – зеленая, по тону – от светло до темно-зеленой, по насыщенности – от тусклой до яркой. Кроме того, встречаются зоны или участки зон с аллохроматической окраской, обусловленной включениями порообразующих минералов. Как и на вышележащих горизонтах, грубая зональность соответствует разным генерациям изумрудообразования, а тонкая – ритмическим колебаниям состава изумрудообразующего раствора. Схема грубой зональности кристаллов изумруда определяется локальными условиями образования в пределах гнезда. Практически с равной вероятностью встречаются кристаллы с внутренней зоной, представленной изумрудом, и кристаллы с внутренней зоной, представленной бериллом. Пятнистая окраска отмечается у изумруда или зеленого берилла из

флогопит-актинолитовых зон, а также у кристаллов, подвергнутых деформационному блокованию [30].

Отличительной особенностью кристаллов изумруда с глубоких горизонтов многих месторождений Уральской изумрудоносной полосы являются достаточно высокие внутренние напряжения. Об этом свидетельствуют мелкораковистый характер излома и тонкая микротрещиноватость, появляющаяся после реализации этих напряжений даже при незначительных колебаниях температуры и давления. Соответственно, добыча изумрудов с глубоких горизонтов должна сопровождаться мероприятиями по адаптации кристаллосырья к поверхностным условиям.

Технические условия ТУ 95.1647-88, принятые в России, распространяются на «изумруды природные в сырье» (далее по тексту - изумруды), предназначенные для использования в ювелирной промышленности. К основным показателям изумрудов в сырье относятся дефектность, цвет и размерность.

Дефектность изумрудов характеризуется наличием, степенью проявления и распределением помутнений, минеральных и газово-жидких включений, а также природных и технологических трещин. В зависимости от проявления названных параметров изумруды подразделяются на три сорта (1, 2, 3) в соответствии с комплектом утвержденных образцов – эталонов.

Цвет изумрудов характеризуется цветовым тоном, светлотой и насыщенностью. В зависимости от проявления названных параметров изумруды подразделяются на группы цвета: 1 – темный зеленый; 2 – средний зеленый; 3 – светлый зеленый.

Размерность изумрудов характеризуется ситовыми размерами в миллиметрах. В зависимости от линейных размеров изумруды подразделяют на три класса: крупные – ситовой размер от 20 мм и более; средние – от 10 до 20 мм; мелкие – ситовой размер от 2 до 10 мм.

Изумруды, как сырьё для огранки, должны быть представлены кристаллами, сростками или обломками, очищены от вмещающих пород и разделены по глубоким и сквозным трещинам, заполненным вмещающей породой. На изумрудах допускаются примазки вмещающих пород, покрывающие не более 20 % поверхности кристалла. Среди них допускаются пиленые обрезки кристаллов.

При сортировке изумрудов по дефектности, цвету и размерности в каждом сорте, группе цвета и размерности допускается наличие кристаллов смежного сорта, группы цвета и размерности не более 10 % по каждому из параметров. Сорт и цвет изумрудов определяют визуально при естественном дневном или искусственном освещении лампами дневного света путем сравнения с образцами дефектности и цвета. Группа цвета кристалла с неравномерным распределением окраски определяется по цветовым характеристикам преобладающей окраски. Размерность изумрудов определяют и контролируют рассевом на ситах высокой точности. Массу изумрудов определяют на весах, обеспечивающих точность взвешивания 1 грамм, и указывают с точностью до 1,0 грамма с округлением [30].

Средний выход изумрудов из сырья, добытого за длительный период эксплуатации Мариинского (Малышевского) месторождения приведен в (табл. 6).

Таблица 6

Выход ограненных изумрудов из сырья Мариинского месторождения по годам

Год	Получено изумрудного сырья, кг	Получено изумрудов, кг	Выход изумрудов, %
1987	2346	675	28,8
1988	1623	632	38,9
1989	1687	749	44,4
1990	1780	661	37,1
1991	2064	654	31,7
1992	2416	625	25,8
Сумма	11916	3996	33,5

Изумруды I группы цвета, характеризующиеся темно-зеленой окраской, по массе составляют 17,1 % в общем балансе, а в денежном эквиваленте оцениваются в 70,7 %. Частота встречаемости светло-зеленых изумрудов (третья группа цвета) значительно выше (47,6 % по массе) по сравнению с изумрудами I группы цвета, но удельное значение их по стоимости небольшое (5,0 %). Изумруды II группы цвета, имеющие средне-зеленую окраску, занимают промежуточное положение: удельное значение по массе – 35,3 % и по стоимости – 24,3 %. Средняя стоимость одного грамма изумрудов I группы цвета выше стоимости одного грамма изумрудов II и III групп цвета в 6 и 39,5 раза, соответственно. Явно

отмечается обратная корреляция между удельными значениями по массе и стоимости изумрудов [30].

Наиболее высокое удельное значение изумрудов по массе (44,8 %) и по стоимости (78,5 %) фиксируется в крупном классе (+20 мм). И, наоборот, в мелком классе (+2-10 мм) удельное значение изумрудов как по массе (18,3 %), так и по стоимости (5,6 %) минимально. Удельное значение изумрудов по массе (36,9 %) и по стоимости (15,9 %) в среднем классе крупности (+10-20 мм) значительно выше, чем в мелком классе.

Рудные тела по основным показателям изумрудов естественно различаются между собой. Темно-зеленые (I группа цвета) и средне-зеленые (II группа цвета) изумруды характерны для слюдитовых жил, а наиболее высокое (63,0 %) удельное значение по массе светло-зеленых изумрудов (III группа цвета) отвечает жилам совмещенного типа. По размерности изумруды в слюдитовых жилах фиксируются чаще (45,6 %) в крупном классе (+20 мм), тогда как более высокое (47,9 %) удельное значение по массе изумрудов в жилах совмещенного типа соответствует среднему классу крупности (+10-20 мм). В слюдитовых жилах сосредоточено более 95 % от общей массы изумрудов, а в жилах совмещенного типа – только лишь около 4,5 %. Вышеуказанные данные свидетельствуют о том, что слюдитовые жилы являются наиболее продуктивными по изумрудноносности образованиями [30].

Зависимость содержания изумрудного сырья и рудоразборного берилла от геолого-структурных факторов месторождений

Распределение изумрудного сырья и рудоразборного берилла в контурах одной жилы, в рудных телах, в жильных свитах, а также по отдельным участкам, горизонтам и по месторождению в целом крайне неравномерное и обусловлено совместным влиянием многим геолого-структурных и минералого-геохимических факторов [29].

В слюдитовых жилах сосредоточено подавляющее (более 95 %) количество изумрудного сырья, для них характерно и наиболее высокое (13,4 г/т) содержание этого компонента. Жилы совмещенного типа, наоборот, отличаются повышенным (384 г/т) содержанием берилла и низким (2,9 г/т) – изумрудного сырья.

Слюдитовые жилы, залегающие в тальковых сланцах, отличаются наиболее высоким (16,1 г/т) содержанием изумрудного сырья. Частота встречаемости этих жил составляет 53,9 % и в них заключено 60,3 % руды. Поэтому в жилах этого типа и сосредоточена основная (72,7 %) масса изумрудного сырья. Содержание берилла сравнительно устойчивое. Некоторое увеличение (171 г/т) его отмечается в слудитовых жилах, локализующихся на контакте тальковых сланцев с диоритовыми порфиритами (табл. 7).

Таблица 7

Влияние вмещающих пород на распределение изумрудного сырья и берилла в слудитовых жилах на глубоких горизонтах Мариинского месторождения

Вмещающие породы	Число валовых проб	Вес руды в пробах, т	Получено		Содержание, г/т	
			изумрудное сырье, грамм	берилл, кг	изумрудное сырье	берилл
Тальковые сланцы	186	7223	116343	918	16,1	127
Тальковые сланцы на контакте с диоритовыми порфиритами	149	4505	42219	771	9,4	171
Тальковые сланцы на контакте с другими породами	10	249	1509	38	6,1	153
Сумма	345	11977	160071	1727	13,4	144

Наиболее богатые (16,9 г/т) изумрудным сырьем слудитовые жилы обычно сложены флогопитом, в котором встречаются выделения плагиоклаза в виде желваков и линз, кристаллы и сростки светло-зеленого берилла, мелкие линзочки и прожилки флюорита, иногда желваки дымчатого кварца. Эти жилы встречаются чаще (53,0 %); они охватывают 61,9 % руды, 78,5 % изумрудного сырья и 66,0 % берилла. Неблагоприятными признаками на наличие в породах изумрудов является присутствие в слудитовых жилах бериллийсодержащего маргарита (Вемаргарит), фенакита, хризоберилла, турмалина. Частота встречаемости подобных жил составляет 27,0 %, но изумрудного сырья они содержат только 17,5 % [30].

Слюдитовые жилы, состоящие из флогопита с примесью актинолита и хлорита, являются слабо изумрудноносными, поскольку они заключают в

себе лишь 4,0 % изумрудного сырья, хотя количество их достигает 20,0 %. Содержание берилла в слюдитовых жилах различного минерального состава сравнительно устойчивое (табл. 8).

Таблица 8

**Распределение изумрудного сырья и берилла
на Мариинском месторождении в зависимости
от минерального состава слюдитовых жил на глубоких горизонтах**

Минералы слюдитовых жил	Число валовых проб	Вес руды в пробах, т	Получено		Содержание, г/т	
			изумрудное сырье, гр	берилл, кг	изумрудное сырье, гр	берилл
Флогопит, плагиоклаз, берилл, флюорит, дымчатый кварц	183	7417	125579	1140	16,9	154
Флогопит, Вемар- гарит, фенакит, хризоберилл, турмалин	93	3233	28022	424	8,7	131
Флогопит, актинолит, хлорит	69	1327	6470	163	4,9	123
Сумма	345	11977	160071	1727	13,4	144

На основе огромного фактического материала установлено, что изумрудное сырье приурочено к флогопитовой зоне и ее контакту с линзами плагиоклаза, то есть к центральной части (к раздувам) слюдитовых жил, характеризующейся наибольшей мощностью, закономерно уменьшающейся по направлению к флангам. Наиболее богаты изумрудным сырьем слюдитовые жилы мощностью более 1,2 м, заключающие в себе 62,5 % от всей массы сырья, при сравнительно невысокой (30,1 %) частоте их встречаемости. Жилы мощностью от 0,4 до 1,2 м относятся к среднепродуктивным, а жилы, имеющие мощность менее 0,4 м практически не изумрудноносны (табл. 9). Ниже приводится прогнозно-оценочный комплекс слюдитовых жил на изумрудное сырье (табл. 10).

Таблица 9

**Распределение изумрудного сырья и берилла в зависимости
от мощности слюдитовых жил на Мариинском месторождении**

Мощность слюдитовых жил, м	Число валовых проб	Вес руды в пробах, т.	Получено		Содержание, г/т	
			изумрудное сырье, гр.	берилл, кг.	изумрудное сырье	берилл
Более 1,2	104	6028	100037	737	16,6	122
От 0,4 до 1,2	219	5764	58551	917	10,2	159
Менее 0,4	22	185	1483	73	8,0	395
Сумма	345	11977	160071	1727	13,4	144

Таблица 10

Прогнозно-оценочный комплекс слюдитовых жил на изумрудное сырье

Критерии и признаки	Изумрудноносные (продуктивные) жилы	Слабо изумрудноносные и непродуктивные жилы
Вмещающие породы и контакты	Тальковые сланцы, контакты тальковых сланцев с диоритовыми порфиритами	Контакты тальковых сланцев с кварцитами, амфиболитами и углисто-кремнистыми сланцами
Простираание	Северо-западное	Северо-восточное
Падение	Северо-восточное, юго-западное	Северо-западное, юго-восточное
Угол падения	Более 30°	Менее 30°
Мощность	Более 0,4 м	Менее 0,4 м
Минеральный состав	Флогопит, плагиоклаз, светло-зеленый берилл, дымчатый кварц	Флогопит, актинолит, хлорит
Содержание оксида бериллия	Более 0,010 %	Менее 0,010 %
Содержание фтора	Более 2,0 %	Менее 2,0 %
Отношение хрома к титану	Более 0,3	Менее 0,3
Показатель преломления флогопита	Менее 1,580	Более 1,580
Магнитная восприимчивость	Менее 1,8	Более 1,8

Химический состав бериллов и изумрудов с месторождений Уральской изумрудоносной полосы различной окраски приведен в табл. 11. Содержание основных компонентов варьирует (мас. %): **SiO₂** - 64,60-70,33; **Al₂O₃** – 14,71-18,74. Макропримеси представлены Na, Mg и Fe. Обнаружены микропримеси Li, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Cu, Ga, Rb и Cs. Вариации содержания примесей различны для каждого элемента. Наиболее широкий разброс концентраций (г/т) отмечен для **Li** (75,59-1262,43), **Na** (634,89-13645,63), **Mg** (16,40-12916,98), **Sc** (1,84-166,59), **V** (0,23-221,07), **Cr** (3,72-945,05), **Fe** (1008,72-9873,96), **Rb** (10,80-120,98) и **Cs** (184,58-5921,45) [4].

Таблица 11

Химический состав бериллов с месторождений Уральской изумрудоносной полосы

Ком-т	GL-01	SV-01	SV-02	КМ-01	ZR-01	KV-01	MR-01	MR-02	MR-03	MR-04	MR-05
мас. %											
SiO ₂	67,77	66,31	65,00	64,60	66,67	70,33	66,66	69,18	68,80	68,80	63,58
Al ₂ O ₃	18,67	15,14	14,71	15,33	15,98	18,74	17,73	17,90	18,60	18,06	17,14
BeO _{расч}	16,55	16,00	16,17	16,07	16,07	17,15	15,88	16,02	15,89	15,74	14,35
г/т											
Li	382	398	201	158,9	121	75,6	522	1 064	936	1 262	955
Na	635	13 209	13 650	9 680	9 850	1 600	3 400	7 200	4 190	5 830	3 840
Mg	16,4	12 917	12 550	9 370	10 550	819	1 929	4 450	1 250	2 010	970
P	116,1	77,6	69,4	80,3	92	83,2	133,7	108	93,8	131,9	110,7
Sc	3,53	86,9	116,7	166,6	2,42	78,1	32,5	29,7	1,836	3,33	2,29
Ti	57,4	55,3	74,6	44,8	51,4	41,3	48,8	41	40,6	42,7	46,1
V	0,232	170,5	128,6	221	57,3	54	53,5	79,1	9,87	14,84	7,88
Cr	н.п.о.	945	784	163,5	9,05	3,72	82,6	207	5,23	5,68	н.п.о.
Mn	55,6	32,2	31,8	94,8	23	60,8	40,8	19,49	13,93	44,9	25,1
Fe	2 414	4 300	6 840	9 870	4 900	6 090	3 260	1 569	1 017	1 567	1 009
Co	н.п.о.	1,742	1,467	н.п.о.	2,16	0,537	0,971	1,109	1,102	1,05	0,644
Cu	н.п.о.	1,025	н.п.о.	0,365	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ga	51,2	16,38	15,86	31	2,77	86,2	38,8	25,4	11,42	31,4	16,11
Rb	72,3	73,6	47,1	55,9	46,2	121	58,9	23,3	10,8	52,5	24,4
Cs	5 920	454	582	185	215	448	550	516	197,1	503	305

Примечание: BeO_{расч} – пересчитано, исходя из Be(ф.к.) = 3–Li(ф.к.); GL – Глинское изумрудно-берилловое месторождение; SV – Сретенское изумрудно-берилловое месторождение; КМ – каменское проявление изумруда; ZR – заречное проявление берилла; KV – Квартальное месторождение редкометальных пегматитов, MR – Мариинское изумрудно-берилловое месторождение; н.п.о. – ниже предела обнаружения методом LA–ICP–MS с использованием ICP–MS спектрометра «Element-XR» и лазерной установки «UP-213» в ГЕОХИ РАН.

3.1.2. Александрит-хризоберилловая минерализация – как новая рудная формация

Хризоберилл является весьма редким драгоценным камнем, а его изумрудно-зеленая разновидность александрит на мировом и российском рынке ценится исключительно высоко и относится к камням первого порядка. Уральский хризоберилл был открыт Я. В. Коковинным на Сретенском прииске (ныне Свердловское месторождение) Изумрудных копей в 1833 г. и Н. Норденшильдом был назван александритом в честь русского царя-реформатора Александра II. Камень с Уральских Изумрудных копей до сих пор является эталоном среди александритов с других месторождений мира. Наиболее подробное описание хризоберилла и александрита с уральских месторождений приводится в работах [23, 49].

Александрит в рудных телах чаще всего встречается в виде кристаллов, представляющих собой срастание трех индивидов. Они таблитчатой формы с гранями двух усеченных шестиугольных пирамид. Уральские горщики называли их «пешками». Кроме пешек-тройников александрит образует двойниковые срастания и отдельные индивиды. Но они встречаются значительно реже. Во всём многообразии кристаллов выделяются два основных морфологических типа: собственно хризоберилловый и александритовый [21].

К хризоберилловому типу относятся тонко и толстотаблитчатые одиночные кристаллы и двойники срастания. Подгруппа хризоберилла включает все разности желтого, золотисто-желтого, коричневатожелтого и коричневого цветов.

На месторождениях Уральской Изумрудоносной полосы александрит встречается в кристаллах различной степени совершенства: от скелетных форм типа «шестеренок» до кристаллов с правильной гексагональной симметрией. В большинстве случаев грани кристаллов александрита имеют разнообразный скульптурный рельеф. Часто они осложнены отпечатками сосуществующих с ними минералов, грубыми и тонкими слоями роста, фигурами растворения, вициналями и двойниковыми розами. На торцевых гранях обычно наблюдается трехлучевая штриховка в виде уплощенных валиков (так называемых

вициналей). По боковым граням сверху вниз проходят канавки двойниковых швов, стенки которых покрыты мелкими гранями. На двойниковых швах с определенной периодичностью расположены ямки и входящие углы, также с боковым ограничением. Фигуры растворения на гранях имеют треугольную форму [23].

Александриты отличаются достаточно сложным внутренним строением. Это связано с проявлениями процесса двойникования. Двойниковые швы разделяют кристаллы александрита на 6 секторов, имеющих обычно общую центральную область замутнения с многочисленными минеральными и газовой-жидкостными включениями. Секторы имеют синхронную зональность, трещиноватость и внутренние напряжения. Шов встречается только у части тройников прорастания (около 30 %). Размеры кристаллов александрита колеблются в широких пределах от минимальных до 7-8 см в диаметре. Тройники александрита часто образуют друзовые агрегаты, состоящие из 5-10 индивидов [21].

На месторождениях Уральских Изумрудных копей наблюдаются четыре основных минеральных парагенезиса, в которых встречаются александрит и хризоберилл: слюдитовые комплексы; плагиоклазовые жилы в слюдитах; хлоритовые зоны с фенакитом и промежуточной маргаритовой оторочкой из слюдитовых комплексов, мусковит-флюоритовые линзы из слюдитов [69].

Первый тип – слюдитовые комплексы.

В слюдитовых изумрудоносных комплексах хризоберилл встречается в разных зонах. Среди зелёных слюдитов отмечаются линзовидные выделения и прожилки зеленовато-серого хризоберилла мощностью 3-5 см, наряду с ним встречается фенакит, апатит, хромит, флюорит. Среди буровато-серых слюдитов хризоберилл представлен в основном александритом с разной интенсивностью окраски. Наиболее густой цвет, сочетающийся с высокой прозрачностью, свойственен александритам, приуроченным к фронтальным частям этой зоны. В парагенезисе с александритом находятся берилл, изумруд, апатит, хромит, флюорит, турмалин. Слюдиты, в которых встречается александрит и хризоберилл, представлены флогопитом.

Второй тип – плагиоклазовые жилы в слюдитах.

Хризоберилл находится на контакте плагиоклаза и флогопита, который представлен произвольно ориентированными чешуйками темно-зеленого цвета. Иногда кристаллы и выделения хризоберилла находятся внутри желваков плагиоклаза. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Цвет серо-зеленый. Обычно интенсивно окрашенные александриты в таком типе парагенезиса не встречаются, а хризоберилл имеет окраску от желтовато-коричневой до зеленовато-синей. Совместно с хризобериллом встречаются берилл, флюорит, бавенит.

Третий тип – хлоритовые зоны с фенакитом и промежуточной маргаритовой оторочкой из слюдитовых комплексов.

Хризоберилл в большинстве случаев находится в хлоритовых зонах, которые сменяются флогопитовыми или тальковыми зонами. Минерал представлен в виде кристаллов или линз средне-мелкозернистых агрегатов. Цвет минерала желтый или желто-зелёный. Хлоритовая зона, в которой находится хризоберилл, представлена крупно и среднечешуйчатыми выделениями. Размер которых варьирует в пределах 0,5-1,5 мм. Листочки ориентированы в разных направлениях. Совместно с хризобериллом встречаются фенакит, ильменит, апатит. Иногда наблюдаются совместные сростания кристаллов хризоберилла и фенакита. Между ними наблюдаются индукционные грани, что говорит о почти одновременном росте. Установлено нахождение хризоберилла (кристаллы 3-5 мм) в маргарите. Маргарит образует маломощную оторочку (0,7-1 см) на контакте хлоритовой зоны с флогопитовой. Он представлен разноориентированными листочками светло-коричневого цвета. В данном типе хризоберилл имеет желто-зеленую, зеленую окраску. Редко попадаются александриты, имеющие серо-голубой цвет.

Четвёртый тип – мусковит-флюоритовые линзы из слюдитовых комплексов.

Достаточно редко александрит встречается в мусковит-флюоритовых линзах, которые находятся в слюдитовых комплексах. Минерал представлен в виде мелких кристаллов (5-7 мм), включенных во флюорит.

Достоверные сведения о количестве хризоберилла и фенакита, добытых с момента их открытия до настоящего времени, отсутствуют (коммерческая тайна арендовавших прииски лиц и фирм). Отдельные статистические данные о добыче хризоберилла и фенакита приводят

П. И. Миклашевский (1862), А. Е. Ферсман (1922) и Л. А. Изергин (1958). По ориентировочным расчетам А. Е. Ферсмана (1925) на Изумрудных коях за период с 1833 по 1922 гг. было добыто около трех тонн хризоберилла.

Александрит не образует собственных месторождений. Его концентрации тесно связаны с изумрудоносными свитами и пространственно обособлены только на уровне рудных тел. Хризоберилл встречался во всех изумрудных приисках, но наиболее крупные находки его были сделаны в южной части изумрудоносной полосы, в знаменитом Красноболотном прииске на глубине 6-7 метров в 1839 году.

Красноболотный прииск разрабатывался в 30-40 годы XIX в., затем ввиду отсутствия изумрудов был заброшен и вновь несколько лет работал в 1878-1882 гг. при концессии Поклевского-Козелл. В 1899-1915 гг., когда Изумрудные копи арендовались англо-французской компанией, этот прииск был совершенно заброшен. Так как прииск стоял на 17 километров от конторы (Троицкого прииска - сейчас Первомайское месторождение), он становится центром работ "хитников", добывавших здесь тайком ценные изумруды и александриты и сплавлявших их в г. Екатеринбург. А. Е. Ферсман в 1922г. отмечает, что в 1915-1917 гг. в Красноболотном прииске было добыто несколько сот пудов изумрудной породы, которая долго лежала в амбаре и лишь в 1920-1922 гг. была перемыта и из нее извлечено свыше одной тысячи правильных псевдогексагональных табличек (по-уральски «пешек») александрита, поступивших в Минералогический музей Академии наук [30]. Кроме того, хризоберилл и александриты добывались на Черемшанском, Свердловском и Мариинском месторождениях.

На Мариинском месторождении основные концентрации александрита локализуются в западной свите, залегающей в лежачем боку рудной зоны в телах северного фланга месторождения, который отличается глубоким эрозионным срезом. Кроме того, содержание александрита на месторождении увеличивается с глубиной. Об этом свидетельствуют результаты валового опробования на горизонте –120 м (360 м от поверхности) при его разведке [30].

Из современных находок александрита необходимо отметить следующие:

В 1984г. на подземных горных работах Мариинского месторождения была добыта (обнаружена при промывке и рудоразборке на изумрудоизвлекательной фабрике) изумительной красоты небольшая друза кристалликов александрита в количестве 20 штук в слюдите (общая масса образца 153 грамма), оцененная специалистами Гохрана на сумму 154 тысячи рублей (в оптовых ценах 1982 г.).

За 1990 г. при переработке изумрудоносной руды Малышевского месторождения на рудоразборной фабрике было получено 92300 граммов александритового сырья, из них 1700 граммов (1,8 %) ювелирного качества. При этом содержание александритового сырья в одной тонне жильной массы (руды) составило 0,76 грамма против 14,58 г/т изумрудного сырья, то есть меньше в 19 раз [30].

На Малышевском месторождении в 1992 году был добыт кристалл александрита весом 176г, совершенный по цвету, качеству, кристаллографическому ограничению и александритовому эффекту.

При переработке некондиционной (по содержанию оксида бериллия) руды Малышевского месторождения на радиометрической обогатительной фабрике в 1994-1995 гг. было получено 1740 граммов хризобериллового сырья, в том числе 252 грамма александрита, пригодного для огранки.

В дополнение к вышеизложенному следует особо отметить и дать краткую характеристику трем выдающимся уникальным образцам александрита в форме естественных кристаллов, добытым на Изумрудных коях Урала [30].

Первый, безусловно, самый крупный и наиболее ценный сросток кристаллов александрита был добыт еще в первой половине XIX века, в 1839 году, на Красноболотном прииске, расположенном в южной части Изумрудных копей. Сросток кристаллов александрита состоит из 22 прекрасно образованных тройников, размер сростка 25×14×11 см, отдельные тройники в нем достигают 9 см. Масса этого замечательного экземпляра составляет 5389 граммов. В настоящее время он хранится в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана РАН (Москва). Камень не оценен. Любая стоимостная оценка его не будет отражать истинной

ценности этого знаменитого шедевра, удивительного чуда природы. Описание и иллюстрации представленного здесь неповторимого штуфа александрита можно обнаружить в минералогических справочниках, учебниках и монографиях, изданных не только в Советском Союзе и России, но и во многих странах мира.

Вторым, не менее ярким, сростком кристаллов александрита является камень, добытый на Малышевском месторождении 22 декабря 1981 года. Место находки: подземный рудник, горизонт +55 м (на глубине 183 м от дневной поверхности), Западная жильная свита, очистной блок 309-3, заходка 2, интервал 6,5 м. Минералогический образец представлен овальным штуфом плотного слюдита (флогопита) массой 446 граммов с включениями одиночных кристаллов и сростков различных комбинаций александритов суммарной массой камней ювелирного качества 288 карат. При предварительной оценке и определении теоретической стоимости экспертной комиссией Малышевского рудоуправления было выделено семь кристаллов александрита размером от 0,7×0,7×0,6 см до 2,5×1,9×1,2 см. Расчетная масса обработанных александритов составила; граненые камни – 9,4 карата, кабошоны – 88,9 карата. Камни по качеству изменяются от исключительно чистых, прозрачных, хорошо выраженных кристаллов с красивой штриховкой на гранях до бесформенных масс мутных александритов. Все александриты имеют насыщенную голубовато-зеленую окраску – характерную только для уральских камней. Изменение окраски кристаллов александрита в малиново-красный цвет и получение камнями бликов при искусственном освещении свечами и лампами накаливания придают редчайшему экземпляру неповторимую красоту. Эти прекрасные драгоценные камни можно лишь сравнить с «великолепным, изумительной красоты ограненным александритом из бывшей, российской императорской сокровищницы, массой 20 карат, который хранится в музее г. Парижа». Окончательная стоимость превосходного шедевра с учетом надбавки за уникальность в размере 100 % составляет 1063 тысячи рублей (в оптовых ценах 1982 г.). Образец с александритом сдан в Гохран СССР.

28 июля 1993 г. на минералогическую экспертизу в Малышевское рудоуправление поступил образец зеленого цвета в породе, массой 348

граммов. Образец представлен друзой кристаллов александрита в слюдяном (флогопитовом) сланце. Кристаллографическая форма явно выражена, по линейным размерам, сохранности и чистоте подобные кристаллы встречаются крайне редко. Дата находки штуфа не известна, но по всей вероятности камень соответствует добыче прежних лет. Местом обнаружения образца предположительно можно считать южную часть Изумрудных копей (Красноболотное месторождение). По оценке экспертной комиссии Комдрагмета страховочная стоимость друзы кристаллов александрита составляет примерно 195 миллионов рублей (в оптовых ценах 1993 г.).

Зависимость содержания александрит-хризоберилловой минерализации от различных геолого-структурных факторов

Из результатов разведочных работ на глубоких горизонтах (–120 горизонт) Мариинского месторождения следует, что хризоберилл и александрит встречаются исключительно редко даже по сравнению с изумрудами, не говоря уже о берилле (табл. 12). Содержание хризоберилла в 31 раз соответственно меньше, чем содержание изумрудного сырья в одной тонне руды. Подавляющая (93,5 %) часть по массе сырья приводится на берилл, который может служить источником для получения коллекционного материала [30].

Таблица 12

Результаты переработки валовых проб с глубоких горизонтов Мариинского месторождения

Показатели	Единицы измерения	Получено сырья			
		изумруд	хризоберилл	фенакит	берилл
Число проб	штук	246	246	246	246
Вес руды в пробе	т.	8235	8235	8235	8235
Масса полученного сырья	грамм	101099	3234	4806	1576125
Доля по массе сырья	%	6,0	0,2	0,3	93,5
Среднее содержание сырья	г/т	12,28	0,39	0,58	191,4

Слюдитовые жилы на месторождении преобладают, соответственно в них сосредоточено наибольшее количество

хризоберилла и александрита. По их содержанию слюдитовые жилы также имеют значительные преимущества по сравнению с жилами совмещенного типа (табл. 13).

Таблица 13

**Распределение хризоберилла в рудных телах
на горизонте –120 м Мариинского месторождения**

Рудные тела	Число проб	Вес руды, т.	Получено, гр.	Содержание, г\т
			хризоберилл	хризоберилл
Слюдитовые жилы	211	6747	2974	0,44
Жилы совмещённого типа	35	1488	260	0,17
Сумма	246	8235	3234	0,39

Вмещающие породы не оказывают существенного влияния на характер распределения хризоберилла и александрита в слюдитовых жилах. Подавляющее количество (96,2 %) слюдитовых жил фиксируется в тальковых сланцах и на контакте последних с диоритовыми порфиритами. Соответственно, в этих слюдитовых жилах отмечается максимальное удельное значение по весу руды (96,8 %) и по массе хризоберилла (99,9 %). Наиболее низкое содержание хризоберилла фиксируется в слюдитовых жилах, локализующихся на контакте тальковых сланцев с другими породами. Подобные жилы встречаются редко (3,8 %), охватывают только 3,2 % руды и практического интереса на хризоберилл и александрит не представляют (табл. 14).

Слюдитовые жилы северо-западного простирания встречаются чаще (78,7 %) по сравнению с жилами, имеющими северо-восточное направление (21,3 %). Соответственно, в них сосредоточено наибольшее количество руды (80,0 %) и хризоберилла (67,5 %). Наиболее высокое содержание хризоберилла фиксируется в слюдитовых жилах северо-восточного простирания. Это важный и принципиальный структурный фактор, который необходимо учитывать при проведении геологоразведочных и добычных работ на месторождении. Слюдитовые жилы восточного падения преобладают (82,0 %), поэтому они заключают в себе значительную часть руды (84,0 %) и хризоберилла

(97,2 %). Содержание хризоберилла и александрита (0,51 г/т) в этих жилах в 6,4 больше соответственно содержания указанных компонентов в слюдитовых жилах, имеющих западное падение [30].

Таблица 14

Влияние вмещающих пород на распределение хризоберилла в слюдитовых жилах на горизонте –120 м

Вмещающие породы	Число проб	Вес руды, т	Получено, гр.	Содержание, г\т
			хризоберилл	хризоберилл
Гальковые сланцы	113	3991	1868	0,47
Гальковые сланцы и диориты	90	2536	1102	0,43
Гальковые сланцы и другие породы	8	220	4	0,02
Сумма	211	6747	2974	0,44

В отличие от изумрудов, наиболее высокое содержание хризоберилла фиксируется в слюдитовых жилах, минеральный состав которых определяется наличием в основной массе флогопита, прожилков и желваков бериллийсодержащего маргарита (Ве-маргарит) и удлиненных кристаллов турмалина. Частота встречаемости слюдитовых жил подобного парагенезиса составляет 25,6 %, они заключают в себе 26,3 % руды, 37,6 % хризоберилла от общих объемов. Слюдитовые жилы, состоящие из флогопита, актинолита и хлорита, несмотря на то, что они встречаются сравнительно часто (19,9 %), имеют низкое содержание хризоберилла, а их удельное значение по массе хризоберилла (2,3 %) значительно ниже по сравнению с жилами другого минерального состава. В слюдитовых жилах, в состав которых входят флогопит, плагиоклаз, берилл, флюорит отмечается наибольшее (60,1 %) удельное значение по массе хризоберилла, преобладающая (61,8 %) часть по руде и максимальная (54,5 %) частота встречаемости (табл. 15).

В подавляющем большинстве (85-86 %) слюдитовых жил хризоберилл вообще отсутствуют (табл. 16). Богатые хризобериллом и александритом (содержание более 2 г/т) слюдитовые жилы встречаются крайне редко – 3,3 %, но в них сосредоточена основная масса – 87,2 %.

Удельное значение по массе сырья в бедных (содержание 0,01-0,4 г/т) слюдитовых жилах невелико – 2,8 %. Содержание хризоберилла в богатых слюдитовых жилах в семьдесят раз больше, чем в бедных жилах.

Таблица 15

Распределение хризоберилла в зависимости от минерального состава слюдитовых жил на горизонте –120 м

Минералы	Число проб	Вес руды, т	Получено, гр.	
			хризоберилл	Содержание, г\т
Флогопит, плагиоклаз, берилл, флюорит, кварц	115	4170	1787	0,43
Флогопит, Вемаргарит, турмалин	54	1777	1119	0,63
Флогопит, актинолит, хлорит	42	800	68	0,08
Сумма	221	6747	2974	0,44

Таблица 16

Распределение хризоберилла в слюдитовых жилах на горизонте –120 м

Классы содержания хризоберилла, г/т	Число проб		Вес руды в пробе		Масса хризоберилла		Среднее содержание хризоберилла, г/т
	штук	%	тонн	%	грамм	%	
0	180	85,3	5674	84,1	0	0	0
0,01-0,4	15	7,2	551	8,2	84	2,8	0,15
0,4-0,8	4	1,9	103	1,5	58	1,9	0,56
0,8-1,2	2	0,9	60	0,9	70	2,4	1,17
1,2-1,6	3	1,4	111	1,6	170	5,7	1,53
1,6-2,0	0	0	0	0	0	0	0
Более 2,0	7	3,3	248	3,7	2592	87,2	10,45
Сумма	211	100	6747	100	2974	100	0,44

Характер распределения хризоберилла и александрита в слюдитовых жилах крайне неравномерный. Оруденение типично гнездовое. Достаточно отметить, что на горизонте –120 м были зафиксированы лишь только три александрит-хризоберилловых гнезда.

Поразительно, что вес руды в трёх валовых пробах (из общего количества 211 штук), отобранных на участках локализации трёх уникальных гнезд хризоберилла, составляет всего 2,8 % от общего веса валовых проб, но в них сосредоточено 76 % от всей массы хризоберилла [30]. Ниже приведен обобщенный прогнозно-оценочный комплекс слюдитовых жил на александрит-хризоберилловую минерализацию (табл. 17).

Таблица 17

Прогнозно-оценочный комплекс слюдитовых жил на хризоберилл

Критерии и признаки	Продуктивные	Слабо продуктивные и непродуктивные
Вмещающие породы и контакты	Тальковые сланцы, их контакты с диоритовыми порфиритами	Контакты тальковых сланцев с кварцитами, амфиболитами и углистыми сланцами
Простираание	северо-восточное	Северо-западное
Падение	Северо-восточное, юго-восточное	Северо-западное
Угол падения	Более 30°	Менее 30°
Мощность	Более 0,4 м	Менее 0,4 м
Минеральный состав	Флогопит, Ве-маргарит, турмалин, плагиоклаз	Флогопит, актинолит

*Александрит-хризоберилловая минерализация –
как новая рудная формация*

При анализе ранее проведенных геолого-разведочных работ было установлено, что александрит-хризоберилловая минерализация чаще всего располагается в иной геолого-структурной позиции по отношению к изумрудоносным слюдитам. В связи с этим, появилась необходимость выделения александрит-хризоберилловых рудных тел в новый тип рудной формации на Уральских Изумрудных коях.

Характерные особенности новой камнесамоцветной формации заключаются в следующем:

1. В пределах района Уральской изумрудоносной полосы к настоящему времени не выявлено собственных месторождений александрита. Самоцвет попутно добывали при обогащении

флогопитовых слюдитовых комплексов, добываемых на известных изумрудноносных объектах Урала.

2. Александрит-хризоберилловая минерализация в пределах изумрудноносных зон встречается крайне редко и приурочена к определенному типу слюдитов. Ранее выделенных, как самостоятельный подтип александритовых слюдитов, который по условиям локализации, по вещественному и минеральному составу отличается от основного изумрудноносного типа слюдитов [35].

3. Локализация изумрудного и александритового оруденения на месторождениях различна и определяется геолого-структурными, минералого-геохимическими факторами. Александритоносные слюдиты, минерализованные хризобериллом и фенакитом локализуются в контуре и вне контуров изумрудноносных зон, в структурах субширотного направления, как правило, в лежащем боку плотных слабо метаморфизованных гипербазитов совместно с плагиоклазовыми, кварц-плагиоклазовыми телами с берилловой (м-я Свердловское, Мариинское) и берилл-танталовой (м-я Красноболотное, Черемшанское) минерализацией.

4. Состав рудных тел с хризобериллом и александритом отличается от изумрудноносных слюдитов большей сложностью и неоднородностью. Это флогопитовые и флогопит-хлоритовые жилы. Содержание хлорита варьирует от 10-30 % до 70-90 %. Характерным признаком является наличие желвакообразных стяжений с минерализацией фенакита, хризоберилла, турмалина и маргарита.

5. Парагенные ассоциации рудных тел с изумрудной и хризоберилловой (александритовой) минерализацией существенно различаются. В изумрудноносных слюдитах изумруд ассоциирует с плагиоклазом, бериллом, топазом, мусковитом, кварцем, молибденитом, актинолитом, апатитом, бавенитом, бертрандитом. Для хризобериллоносных слюдитов характерен парагенезис с маргаритом, фенакитом, турмалином (дравит), бромеллитом.

6. Слюдиты, минерализованные хризобериллом (александритом) и фенакитом, отличаются от изумрудноносных более высоким содержанием BeO по данным гамма-нейтронного каротажа скважин (0,05-2 %).

3.1.3. Фенакитовая минерализация на месторождениях Уральской изумрудоносной полосы

Фенакит – бериллиевый минерал, который на Изумрудных коях был обнаружен Я. В. Коковиним на Сретенском прииске Изумрудных копей и химически определен Н. Норденшильдом в 1833 г. Он широко распространен на бериллиевых месторождениях, но кристаллы ювелирного качества, да еще таких крупных размеров как на Изумрудных коях, образует редко. По этой причине фенакит, как ювелирный камень, мало известен в Европе. Несмотря на давность открытия и по причине редкой встречаемости ювелирного качества кристаллов и наличия в месторождениях Изумрудных копей более дорогих и ценных камней – изумрудов и александритов, фенакит остается до сих пор почти неизвестным на рынке драгоценных камней и особенно за границей. Даже в известных классификациях ювелирных и поделочных камней (К. Клауге, 1860; А. Е. Ферсман, М. Бауэр, 1936; Е.Я. Киевленко, 1980) фенакит, как драгоценный камень, не значится. И только В. И. Соболевский (1971) относит фенакит ко II классу драгоценных камней, совместно с топазом, аквамаринном, воробьевитом, гелиодором, турмалином, аметистом, цирконом. А. Е. Ферсман был первым, кто обратил серьезное внимание на этот редкий камень, представляющий несомненно декоративный интерес своей прозрачностью, с очень нежным желтоватым или розоватым оттенком. Благодаря превосходному блеску он нередко выдается за топаз или даже за алмаз. Но цвет фенакита весьма неустойчив и часто красиво окрашенный при добыче камень, через несколько месяцев от действия солнечных лучей совершенно выцветает, что является одним из недостатков этого камня. Подобный эффект характерен для непрочных винно-желтых топазов Забайкалья [30].

Кристаллы фенакита имеют изометричный или короткопризматический облик. Количество граней колеблется от 6 до 54. Скульптура граней обусловлена процессами роста и растворения. Грани могут быть зеркальные, покрыты бугорками роста или ямками растворения. Иногда на них наблюдается штриховка совместного роста. Ювелирные кристаллы фенакита обычно бесцветные. Около 10 %

кристаллов имеют розовый или желтовато-коричневый (чайный) цвет. Окраска фенакита неустойчивая и достаточно быстро выцветает на солнечном свете. Распределение окраски неравномерное, чаще пятнистое [23].

Размер кристаллов фенакита колеблется от мелких (доли мм) до 10 см и более. Один из наиболее крупных кристаллов фенакита добыт на Мариинском месторождении в феврале 1991 года в эксплуатационном блоке 505-2. Его размеры – 7×12×17 см. Кристалл «чистой воды» имел густую дымчатую окраску и находился в хлоритизированном флогопитовом слюдите. Наиболее крупные кристаллы фенакита имели размер около 20 см [30].

В слюдитовых комплексах фенакит чаще всего пространственно находится совместно с александритом или образует собственные обособления в хлоритовых зонах комплексов. Иногда встречаются кристаллы фенакита, образованные совместно с кристаллами изумруда.

А. Е. Ферсман отмечает, что фенакит встречался в разных коях всей Изумрудноносной полосы. Он попадался во время усиленных работ Изумрудных копей с 1833 г. вплоть до 1862 г. в сравнительно больших количествах и давал гранильному рынку превосходный материал [84].

Самым богатым местом находок фенакитов был Мариинский (Малышевский) прииск, расположенный в северной части Изумрудных копей, в противоположность хризобериллу, приуроченному к южному участку. Здесь, еще в 1834 г., то есть, в начальный период освоения Изумрудных копей, при открытии «прииска» № 31, на глубине 8,5 м вместе с александритами были найдены единственные по своему достоинству кристаллы фенакита винно-желтого цвета, переходящего в розовый. В 1836 г. после возобновления работ вновь было найдено гнездо фенакитов, среди которых был один замечательный кристалл, представленный в то время в Кабинет Его Величества. В 1837 г. было обнаружено еще одно богатое гнездо фенакитов в совершенно правильных чистых кристаллах, расположенных в массе слюдяного сланца и на пространстве 0,7 м или 1,0 м их насчитывалось до 20 и более штук. Лучшие из кристаллов фенакитов были представлены в природном виде в Кабинете, другие были огранены на Екатеринбургской фабрике и доставили значительное количество редких

по чистоте и цвету камней. После этого «прииск» № 31 был остановлен. В 1839 г. работы на «прииске» № 31 были возобновлены и продолжались до глубины 9,6 м. За весь 1839 год здесь было добыто 740 граммов фенакитов белого цвета, некоторые «воды чистой» и один кристалл фенакита желтоватого цвета «воды чистой» массой 53 грамма [30].

Фенакит, как и хризоберилл, встречается в рудных телах, разведанных и отработанных не только с поверхности, но и вскрытых горными работами (карьером и подземным комплексом) на глубоких горизонтах месторождений Изумрудных копей, что подтверждается многочисленными фактическими данными (табл. 18).

Таблица 18

Находки фенакита, зафиксированные при документации горных выработок

Малышевское (Мариинское) месторождение		Черемшанское месторождение	
глубина, м	дата находки	глубина, м	дата находки
5	1935	10 (разведка)	1945
25	1937	15 (разведка)	1945
38	1937	26	1936
43	1939	32	1936
48	1938	34	1939
50	1938	38	1939
53	1937	40	1938
75	1949	42	1938
15 (карьер)	1957	44	1938
65 (карьер)	1967	46	1946
125 (карьер)	1970	50	1939
150	1972	61	1939
180 (разведка)	1965-1972	65	1939
225	1982	90	1947
270 (разведка)	1973-1981	60 (разведка)	1981-1990
315	1988	90 (разведка)	1981-1990
360 (разведка)	1982-1991	-	-

Отметим некоторые из наиболее крупных кристаллов фенакита, добытых на Изумрудных копиях [30].

А. Е. Ферсман еще в 1925 г. упоминает о кристалле фенакита массой 500 граммов, который в то время хранился в Минералогическом музее Академии наук. Он же отмечает, что кристаллы фенакита больших

размеров (массой до 2,5 кг) встречаются нередко, но обычно они трещиноваты, мутны и не могут служить ограночным материалом.

В 1938 г. на месторождении им. Крупской, в шурфе Куткина, был добыт огромный по размеру (до 11 см в поперечнике) кристалл фенакита.

К. А. Власов и Е. И. Кутукова фиксируют единичные кристаллы фенакита размером 8×9×10 см и агрегаты кристаллов размером 12×15××18 см [5].

В. И. Жернаков (1991) описал один из самым крупных кристаллов фенакита, который был добыт на Малышевском месторождении, в эксплуатационном блоке 505-2, в феврале 1991г. Его размеры 7×12×13 см. Кристалл «воды чистой», с густой дымчатой окраской, находился в хлоритизированном флогопитовом слюдите. Он также отмечает, что наиболее крупные кристаллы фенакита имеют диаметр около 20 см.

При переработке некондиционной (по содержанию оксида бериллия) руды, добытой в карьере Малышевского месторождения в 1956-1971 гг., на радиометрической обогатительной фабрике в 1994-1995 гг. было получено 6830 граммов фенакита, в том числе один кристалл фенакита ювелирного качества массой 218 граммов[30].

В 1994 г. в карьере «Южный», в лежащем (западном) боку рудной зоны Свердловского месторождения, была вскрыта плагиоклазовая жила с маломощными флогопитовыми оторочками, отличающаяся исключительно высокой (не менее 30 % объема) концентрацией крупнокристаллического (и сростков) фенакита. Эта жила относится к новому типу рудных тел хризоберилл-фенакитового состава, залегающих в ультраосновных породах. В отличие от изумрудоносных слюдитовых жил, имеющих северо-западное простирание, хризоберилл-фенакитовые рудные тела ориентированы в близширотном направлении и имеют северное падение под углом 75-80°. Длина жил нового типа не превышает 5-6 м, а мощность их изменяется от 20 до 50 сантиметров. Поиски рудных тел нового типа должны проводиться по новой методике, главное отличие которой заключается в том, что разведочные линии должны быть ориентированы не в широтном направлении, как по прежней общепринятой схеме, а по меридиану, то есть параллельно генеральному простиранию основной изумрудоносной зоны [30].

*Зависимость содержания фенакита
от различных геолого-структурных факторов*

Из результатов разведочных работ на глубоких горизонтах (–120 горизонт) Мариинского месторождения следует, что фенакит встречаются исключительно редко (см. табл. 12). Наиболее часто фенакитовая минерализация встречается в слюдитовых жилах, представленных серым и зеленовато-серым флогопитом (табл. 19). Высокое содержание фенакита отмечается в слюдитовых жилах, минеральный состав которых определяется наличием в основной массе флогопита, прожилков и желваков бериллийсодержащего маргарита (Вемаргарит) и хлорита. Низкое содержание фенакита зафиксировано в слюдитовых жилах, в состав которых входят флогопит, плагиоклаз, берилл, флюорит, дымчатый кварц. Для этих слюдитовых жил характерными отличительными особенностями являются: наибольшее (60,1 %) удельное значение по массе хризоберилла, преобладающая (61,8 %) часть по руде и максимальная (54,5 %) частота встречаемости [30].

Таблица 19

**Распределение фенакита в рудных телах
на горизонте –120 м Мариинского месторождения**

Рудные тела	Число проб	Вес руды, т	Получено, гр.	Содержание, г\т
			фенакит	фенакит
Слюдитовые жилы	211	6747	4651	0,69
Жилы совмещённого типа	35	1488	155	0,10
Сумма	246	8235	4806	0,58

В подавляющем большинстве (85-86 %) слюдитовых жил фенакит вообще отсутствуют (табл. 20). Богатые самоцветом (содержание более 2 г/т) слюдитовые жилы встречаются крайне редко (2,8 %), но в них сосредоточена основная масса кристаллосырья (92,7 %). Удельное значение по массе сырья в бедных (содержание 0,01-0,4 г/т) слюдитовых жилах невелико для фенакитовой минерализации 0,8 %. По содержанию фенакита богатые и бедные слюдитовые жилы различаются довольно значительно (в 280 раз).

Таблица 20

Распределение фенакита в слюдитовых жилах на горизонте –120 м

Классы содержания фенакита, г/т	Число проб		Вес руды в пробе		Масса фенакита		Среднее содержание фенакита, г/т
	штук	%	тонн	%	грамм	%	
0	181	85,8	5705	84,6	0	0	0
0,01-0,4	13	6,1	568	8,4	36	0,8	0,06
0,4-0,8	6	2,8	144	2,1	70	1,5	0,49
0,8-1,2	1	0,5	32	0,5	30	0,6	0,94
1,2-1,6	2	1,0	82	1,2	110	2,4	1,34
1,6-2,0	2	1,0	55	0,8	95	2,0	1,73
Более 2,0	6	2,8	161	2,4	4310	92,7	26,77
Сумма	211	100	6747	100	4651	100	0,69

Таблица 21

Прогнозно-оценочный комплекс слюдитовых жил на фенакит

Критерии и признаки	Продуктивные	Слабо продуктивные и непродуктивные
Вмещающие породы и контакты	Тальковые сланцы, их контакты с диоритовыми порфиритами	Контакты тальковых сланцев с кварцитами, амфиболитами и углистыми сланцами
Простираение	Северо-западное	Северо-восточное
Падение	Северо-восточное,	Юго- восточное
Угол падения	Более 30°	Менее 30°
Мощность	Более 0,4 м	Менее 0,4 м
Минеральный состав	Флогопит, Ве-маргарит, хлорита	Флогопит, актинолит, плагиоклаз

Характер распределения фенакита в слюдитовых жилах крайне неравномерный. Оруденение типично гнездовое. Достаточно отметить, что на горизонте –120 м были зафиксированы лишь только два фенакитовых уникальных гнезда. Вес руды в двух валовых пробах, взятых в местах нахождения данных гнезд, равняется только лишь 0,7 % от общего объема проб, но они заключают в себе 79 % от всей массы

фенакита [30]. Ниже приведен обобщенный прогнозно-оценочный комплекс слюдитовых жил на фенакитовую минерализацию (табл. 21).

3.2. Кварц-плагиоклазовые жилы (геологическая позиция, условия формирования, рудоносность)

Кварц-плагиоклазовые жилы в пределах Уральской изумрудоносной полосы встречаются главным образом на Малышевском и Красноармейском месторождениях, на других они представлены одиночными телами. По кварц-полевошпатовому составу они близки к редкометальным пегматитам района, но отличаются от них по структурно-текстурным характеристикам, составу полевых шпатов и набору вторичных минералов. Но, главное, эти жильные образования различаются по генезису. Кварц-плагиоклазовые жилы имеют другой ореол распространения, пространственно не совпадающий с ореолом пегматитовых жил. Если пегматитовые жилы находятся в эндо-и экзоконтактной полосе Адуйского гранитного массива, то кварц-плагиоклазовые жилы локализованы в оперяющих трещинах крупных разломов, прослеживающихся вдоль изумрудоносной полосы. Если пегматитовые жилы приурочены, главным образом, к выступам кровли Адуйских гранитов, то кварц-плагиоклазовые жилы связаны с депрессиями сланцевого обрамления гранитов. Они выполняют трещины в плотных горных породах (диоритовых порфиритах, габбро, кварцитах, углисто-кремнистых сланцах, серпентинитах и др.). Часть из них захвачена зонами рассланцевания и будинажа и входит в состав слюдитовых комплексов. Между пегматитами и кварц-плагиоклазовыми жилами существуют различия по химическому и минеральному составу. И. И. Куприянова отмечает различия в составе берилла, кварца и слюд по содержанию Ar^{40} , K^{40} , Al- и Ge-центров [40]. В кварц-плагиоклазовых жилах отсутствуют типичные для пегматитов калиевые полевые шпаты, гранат и танталит-колумбит. Однако, на глубоких горизонтах Мариинского (Малышевского) месторождения в кварц-плагиоклазовых жилах гранат и танталит-колумбит появляются в виде редкой

вкрапленности. Это свидетельствует о том, что эти жильные тела представляют собой промежуточную фацию между пегматитами и типичными жильными грейзенами, называемую послемагматическими пегматитами.

Большинство исследователей, занимавшихся изучением геологического строения изумрудоносной полосы, относит кварц-плагиоклазовые жилы ко второй (кислотной) стадии послемагматической деятельности [92, 29]. Это подтверждается сравнительно редкими пересечениями этими жилами слюдитовых комплексов. И. И. Куприянова считает, что кварц-плагиоклазовые жилы и изумрудоносные слюдитовые комплексы образовались в одну стадию пневматолит-гидротермальной деятельности и являются одновозрастными и различия между ними имеют чисто структурные причины [36].

На Мариинском (Малышевском) месторождении кварц-плагиоклазовые жилы приурочены к трещинам северо-восточного направления (азимут простирания 260-290 градусов, падение северное или южное под углами от 30 до 60 градусов). Кварц-плагиоклазовые жилы (табл. 22) преимущественно залегают в диоритовых порфиритах, а также в тальковых сланцах и серпентинитах (рис.12) [29].

Таблица 22

Условия залегания кварц-плагиоклазовых жил

Отношение рудных тел к вмещающим породам	Данные по горизонтам +225 и +200 метров	
	количество наблюдений	Частота, %
Кварц-плагиоклазовые, залегающие в:		
1. Диоритовых порфиритах	608	68,1
2. Тальковых сланцах	231	25,9
3. Серпентинитах	36	4
4. Других породах	18	2
Сумма	893	100

Морфология и размеры жил зависят от структурных условий: открытых трещин, зон рассланцевания и участков пересечения тектонических нарушений. В основном это линзовидные тела

мощностью от 1 до 3 м и длиной по простиранию 5-15м. На Красноармейском месторождении находилась наиболее крупная для Изумрудных копей Северная жила кварц-полевошпатового состава. Размер ее в плане достигал 30 м.

Внутреннее строение и минеральный состав кварц-плагиоклазовых жил в значительной степени зависят от состава вмещающих горных пород. Среди жестких пород среднего состава (диориты, диоритовые порфириды, очковые диориты, амфиболиты, углисто-кремнистые сланцы и кварциты) жилы имеют сравнительно простое строение со слабо выраженной зональностью: в центральной части кварцевое ядро или мусковит-альбитовая зона, по краям – плагиоклазитовые зоны. В диоритах на контакте с жилой отмечается слабо-выраженная флогопитизация. Основным минералом кварц-плагиоклазовых жил является плагиоклаз состава олигоклаз-андезин белого, желтовато-серого и светло-зеленого цвета. В плагиоклазите выделяются зоны и гнездообразные скопления, сложенные кварцем, бериллом, мусковитом, флюоритом, маргаритом, турмалином, апатитом и молибденитом. В мощных жилах северной части Западной зоны на верхних горизонтах (160-180 м) наблюдалось ритмично-полосчатое строение с чередованием полос альбита и пластинчатого мусковита шириной от 0,6-1 до 2-5 см, реже до 15 см. Зоны расположены субпараллельно друг другу и контактам жилы. В альбитовой массе чередуются полосы сахаровидного альбита и пластинчатого клевеландита с ориентировкой табличек поперёк полосчатости [39].

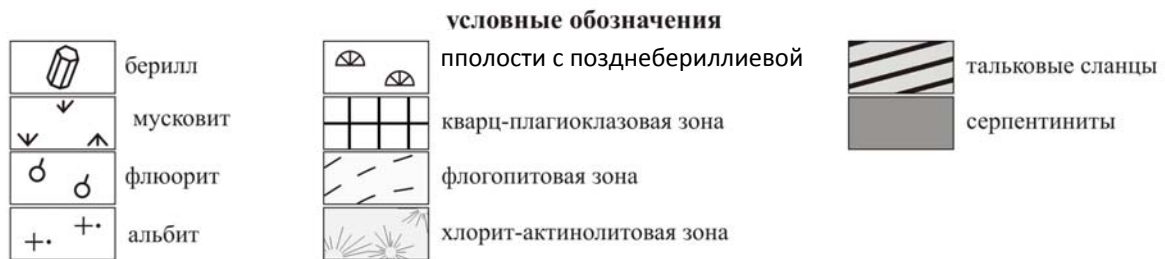
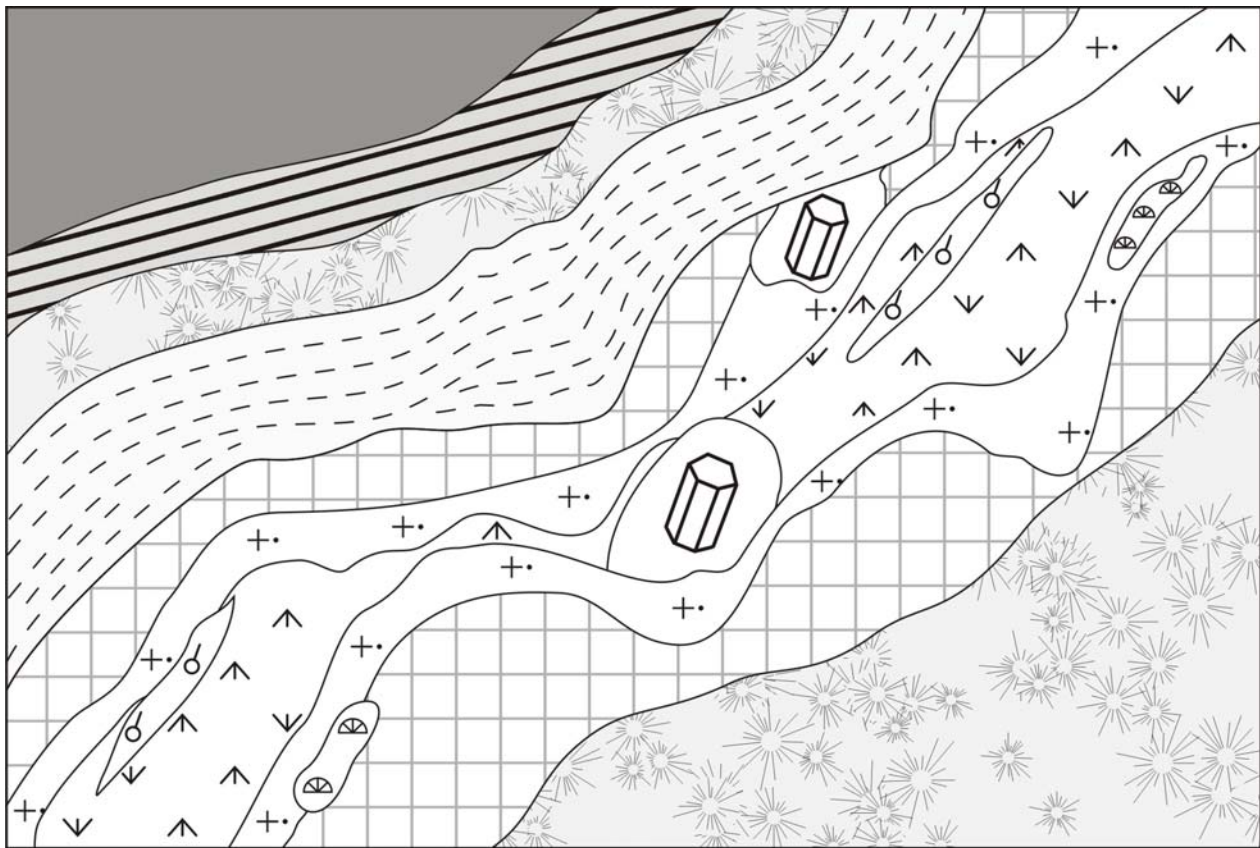


Рис. 12. Положение бериллиевой минерализации в кварц-плаггиоклазовой жиле

При переходе в серпентиниты или тальковые сланцы жилы кардинально изменяют свой минеральный состав. Типичная кварц-плаггиоклазовая жила в диоритах при переходе в серпентиниты превращается в плаггиоклаз-мушквит-маргаритовую, которая при выклинивании постепенно теряет свои центральные зоны и заканчивается мономинеральной маргаритовой зоной. Жилы среди серпентинитов и тальковых сланцев обогащены не только бериллом, но и флюоритом, апатитом, молибденитом и сопровождаются околожильными зеленовато-серыми флогопитовыми зонами шириной 20-80 см, что составляет 30-50 % от мощности самих жил. В отличие от жил в диоритах, кварц-плаггиоклазовые жилы в серпентинитах имеют хорошо развитую внутреннюю зональность. Центральная наиболее

мощная часть жил обычно сложена однородным альбитовым агрегатом крупнокристаллической (1,5-2,5 см) структуры, в промежутках между зёрнами которого находятся кристаллы и скопления светло-зелёного берилла, флюорита, мусковита, молибденита, достигающие 50 см в поперечнике. В стороны от нее наблюдается олигоклаз-андезиновая (№ 20-34) зона средне- и крупнозернистой (1-5 см) структуры и массивной или полосчатой текстуры. Зальбандовые зоны шириной 1-5 см сложены маргаритом, который, в отдельных случаях дает боковые ответвления с включениями мелких кристаллов и сростков хризоберилла. Оторочковый маргарит развивается по плагиоклазу и часто содержит реликты зерен плагиоклаза. Крайней является метасоматическая зона мощностью 20-30 см, сложенная флогопитом и хлоритом. Обычно маргарит и прилегающий к контакту снаружи флогопитовый агрегат имеют шестоватую текстуру с расположением пластинок перпендикулярно плоскости контакта. Минералогические признаки позволяют отнести маргаритовую и флогопитовую зоны к биметасоматическим образованиям, отличным от типичных слюдитов грейзеновой природы [23].

Иногда жилы обогащены кварцем, который слагает крупные ядра в их центральных частях, окружённые выделениями крупнопластинчатого мусковита, берилла, флюорита. Кварц имеет дымчатую и молочно-белую окраску. Берилл в кварц-плагиоклазовых жилах образует гнездообразные скопления и полосы, выполненные крупнокристаллическими агрегатами. Формы и размеры кристаллов разнообразны – от короткопризматических, достигающих нескольких десятков сантиметров в поперечнике, до параллельно-шестоватых агрегатов, ориентированных перпендикулярно контактам. Среди кристаллов часто встречаются скелетные и «фаршированные» формы, свидетельствующие об их метасоматическом происхождении. По границам флюоритовых гнёзд, среди мусковитовых агрегатов и в пустотах часто встречаются правильные водяно-прозрачные кристаллы бесцветного и голубоватого берилла. Слюдяные оторочки кварц-плагиоклазовых жил внешне напоминают изумрудоносные слюдиты, но существенно отличаются от них по строению и составу. Слюдяные оторочки имеют зональное строение с уменьшением крупности чешуек

флогопита в стороны от контакта с маргаритовой зоной. По мере удаления от контакта содержание калия падает и часто флогопитовая зона сменяется на мелкочешуйчатую хлоритовую зону. По сравнению со слюдитами в химическом составе слюдяных оторочек отмечается низкое содержание титана и алюминия, а хром находится главным образом в окисной форме[30].

Кварц-плагиоклазовые жилы, пространственно локализующиеся в изумрудоносной зоне, образуют *совмещенные слюдитовые комплексы*. В этих комплексах кварц-плагиоклазовые жилы представлены линзами и жильными телами флюорит-кварц (плагиоклаз) - мусковитового состава различной мощности. В рудных зонах верхних горизонтов Малышевского месторождения среди слюдитов отмечались субпараллельные линзовидные прожилки флюорит - мусковитового состава, мощностью до 20-30 см. Кроме этих основных минералов присутствуют апатит, молибденит и сфалерит. Мусковит образует «розетки» величиной до 2 см, по секущим трещинам он раздроблен и представлен жилками мелкочешуйчатого агрегата мощностью до 3 см. Апатит встречается в виде идиоморфных кристаллов, сростков и агрегатов белого и желтовато-зеленого цвета. Размер кристаллов колеблется от 3-4 мм до 3-4 см. Они сопровождались симметричными зонками вкрапленного фуксита, мощностью 2-3 см и зонами буровато-серого слюдита, мощностью до 10 см. В участках выклинивания этих линзовидных прожилков отмечались кристаллы изумруда второй генерации. При этом отмечалась зависимость удаления кристаллов изумруда от центральной флюорит-мусковитовой линзы от ее мощности. При мощности линзы 20 см изумруды удалены от линзы на 10 см в стороны и 100 см по простиранию, а при мощности 1,0 м – на 30 и 300 см соответственно [23].

По падению слюдитовой зоны обычно флюорит-мусковитовые линзы постепенно переходят в плагиоклазовые или кварц-плагиоклазовые жилы, которые в свою очередь «корнями» уходят во вмещающие породы. Так, на горизонте +170 была вскрыта апатит-мусковитовая жила, которая через 5 м по падению (горизонт +165) изменила свой состав на кварц-плагиоклазовый. На глубоких горизонтах Малышевского месторождения часто отмечается смена кварц-

плагиоклазового состава на маргаритовой. При этом отмечается две формы маргарита – жильная и вкрапленная. По геологическим наблюдениям переход кварц-плагио-класовой жилы по восстанию и простираению в маргаритовую отмечается в плотных горных породах, то есть в участках рудного поля с повышенным давлением.

Как видно из вышеизложенного с кварц-плагиоклазовыми жилами, локализующимися в рудных зонах, связано перераспределение химических элементов, в том числе бериллия и хрома, и образование второй генерации изумрудов. В то же время, Ф. Ф. Золотухин достаточно обоснованно утверждает, что кварц-плагиоклазовые жилы при внедрении в зону уничтожают изумруды более ранних генераций [29].

В зонах растяжения, раздува и тектонического дробления кварц-плагиоклазовых жил, содержащих берилл, достаточно широко развита позднебериллиевая минерализация. Причиной её массового обнаружения на месторождениях послужило применение фотонейтронного опробования как во вмещающих породах, так и в основных рудных телах [29]. Благодаря этому методу были обнаружены Ве-минералы в зонах, где отсутствовали обычные для месторождения берилл и хризоберилл. При изучении поздней минерализации были выделены следующие минералы Ве: эвклаз, гинзбургит, бавенит, бертрандит, бехоит, клинобехоит, битиит [61].

3.2.1. Особенности распределения флюоритовой минерализации

Флюорит является одним из главных фторсодержащих минералов в жилах и прожилково-метасоматических комплексах, слагающих рудные зоны на большинстве известных месторождений изумрудноносной полосы и поэтому может служить как индикатором условий образования рудных зон, так и поисковым признаком на изумрудно-александритовую минерализацию. Минерал достаточно давно изучался на территории Изумрудных копей. Первое его достоверное описание относится к середине позапрошлого века [52]. Наиболее детальное его исследование приведено в известной монографии, посвященной изучению изумрудных объектов [5]. Позднее

некоторые сведения о флюорите с Уральской изумрудоносной полосы излагались в работах А. И. Шерстюка, И. И. Куприяновой, О. А. Кукушкиной и других ученых. Обобщенные сведения по флюориту с Мариинского месторождения с новейшими данными по микроэлементному составу минерала приведены в работе [67].

Флюорит в пределах Мариинского месторождения встречается во всех рудных зонах совместно с бериллом и изумрудом. Он представлен несколькими генерациями, которые отличаются цветовыми характеристиками и условиями образования. Более ранний (метасоматический) флюорит образует линзы и прожилки размером от 0,2-0,5 до 7-10 см и гнездообразные выделения размером от 3 до 15 см. Он в основном встречается в прожилково-метасоматических слюдитовых зонах в виде отдельных выделений и вкрапленных зон. Также часто находится в плагиоклаз-берилл-мусковитовых желваках. В процессе отработки месторождения была встречена уникальная линза флюорита в слюдитах размером 60×150 см. В кварц-плагиоклазовых жилах флюорит образует крупные выделения (до 8-10 см) красно-розового, розовато-фиолетового цвета. Минерал образуется совместно с бериллом, топазом, апатитом и турмалином или выполняет промежутки между ними и заполняет в них трещины.

Поздние генерации флюорита, связанные с позднещелочной стадией минералообразования, имеют голубоватую, зелёную, синефиолетовую окраску или бывают бесцветными. Эти генерации флюорита представлены кристаллами октаэдрического габитуса и сростками кубических кристаллов в полостях свободного роста. Минерал нарастает на таблитчатые кристаллы альбита совместно с кристаллами мусковита и пренита, на флюорит нарастают кристаллы бавенита. Часто кристаллы флюорита имеют зональную окраску от бесцветных разностей к синефиолетовым. Размер их колеблется от 0,2 до 5 см. Иногда поздние генерации флюорита залечивают трещины в кристаллах берилла и изумруда и выполняют интерстиции между минералами позднебериллиевой минерализации, развитой в основном в кварц-плагиоклазовых жилах [67].

На Мариинском месторождении выделяют две главные цветовые разности флюорита – розовую и фиолетовую. Розовый флюорит чаще

всего встречается в богатых бериллом и мощных кварц-плагиоклазовых жилах, прожилково-метасоматических зонах Северного и Центрального участков. Он практически отсутствует на южном фланге месторождения (даже в богатых жилах) и почти не встречается в мелких бедных жилах и зонах. Метаморфический флюорит, ассоциирующий с флогопитом и маргаритом, всегда имеет фиолетовую окраску.

Флюориты Мариинского месторождения имеют ряд характерных и отличительных признаков по микроэлементному составу (табл. 23). Так, по содержанию марганца в разноокрашенных минералах наблюдаются сильные вариации. Наибольшее количество данного элемента фиксируется в розовато-коричневых разновидностях от 36 до 76 г/т. Во флюоритах другой цветности содержание марганца падает до 2 г/т (голубая разновидность) и 1 г/т (фиолетовая разновидность) [67].

Интересной особенностью минерала является высокая концентрация базит-ультрабазитовых элементов – хрома, никеля, кобальта, титана, ванадия и стронция. К примеру, количество хрома варьирует от 262 до 317 г/т, причем вне зависимости от цветности минерала. В то же время для стронция такая зависимость отчетливо наблюдается. В коричневых флюоритах содержание стронция колеблется от 575 до 689 г/т, в бесцветной разновидности падает до 157 г/т, а в голубых и фиолетовых флюоритах еще ниже (не превышает 58-59 г/т). Обогащение базит-ультрабазитовыми элементами, по всей видимости, связано с тем, что кварц-плагиоклазовые жилы залегают среди серпентинитов, а обрамляющие их флогопитовые метасоматиты образуются по гипербазитовому субстрату. При этом флюориты в данных породах формируются как самые поздние минералы, и, следовательно, в момент их кристаллизации участие «серпентинитовой» воды достаточно велико. Из этого следует, что базит-ультрабазитовые геохимические характеристики являются типоморфными признаками для флюорита из Мариинского месторождения берилла [67].

Микроэлементный состав (в г/т) флюоритов с Мариинского месторождения

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
Li	0,08	0,14	0,49	0,02	0,04	0,06	0,12
Be	1,94	1,97	1,78	1,77	1,86	2,23	2,04
P	178,00	171,00	171,00	153,00	142,00	177,00	163,00
Sc	1,56	1,51	1,48	1,38	1,35	1,51	1,47
Ti	83,90	15,50	10,50	8,67	4,93	7,47	8,88
V	72,80	81,70	89,30	70,00	73,20	69,20	75,50
Cr	295,00	317,00	312,00	262,00	265,00	287,00	316,00
Mn	10,20	76,20	10,50	2,13	1,09	36,30	38,70
Co	4,86	4,86	5,41	4,09	3,92	4,54	4,51
Ni	80,90	82,00	96,10	71,70	68,00	79,10	78,60
Cu	0,93	0,53	0,64	0,26	0,29	0,53	0,73
Zn	2,16	1,22	1,28	0,98	1,07	1,24	1,15
Ga	0,30	0,13	0,20	0,09	0,08	0,12	0,13
Ge	2,07	2,38	2,43	2,18	2,22	1,68	1,95
As	11,90	13,20	13,00	10,30	10,50	11,60	12,40
Rb	0,41	0,17	3,86	0,08	0,14	0,10	0,14
Sr	157,00	689,00	338,00	59,30	58,40	575,00	592,00
Y	96,60	151,00	212,00	94,00	2,11	248,00	98,80
Zr	1,87	0,30	0,17	0,16	0,10	0,14	0,11
Nb	0,20	0,05	0,10	0,03	0,02	0,03	0,04
Mo	0,98	0,30	0,55	0,13	0,45	0,51	0,22
Sn	0,39	0,33	0,43	0,36	0,32	0,35	0,36
Sb	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Te	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
I	0,56	0,57	0,59	0,55	0,52	0,55	0,55
Cs	0,04	0,03	0,18	0,01	0,05	0,01	0,04
Ba	5,67	1,54	1,69	0,90	0,56	0,88	1,09
La	0,19	6,04	6,33	0,15	0,61	5,28	4,43
Ce	0,61	18,70	17,37	0,49	1,19	16,20	13,39
Pr	0,12	3,28	2,76	0,10	0,14	2,80	2,25
Nd	0,95	17,70	14,50	0,92	0,58	15,90	12,40
Sm	0,72	7,63	5,60	0,79	0,12	6,82	5,10
Eu	0,12	4,02	2,82	0,34	1,57	2,93	2,87
Gd	1,41	10,19	9,21	1,41	0,12	10,57	7,47
Tb	0,36	1,99	1,92	0,39	0,02	2,22	1,46

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
Dy	2,86	14,40	14,10	3,83	0,14	16,00	10,50
Ho	0,83	3,38	3,57	1,11	0,03	4,06	2,43
Er	2,80	10,30	11,00	4,13	0,08	13,10	7,48
Tm	0,44	1,68	1,80	0,79	0,01	2,24	1,31
Yb	2,63	11,1	12,1	5,46	0,06	15,4	8,97
Lu	0,37	1,73	1,90	0,88	0,01	2,42	1,45
Hf	0,08	0,17	0,17	0,06	-	0,18	0,11
Ta	0,02	0,05	0,06	0,02	0,01	0,06	0,03
W	3,16	0,80	0,76	0,12	0,07	0,66	0,81
Re	0,05	0,03	0,04	0,02	-	0,04	0,02
Hg	0,16	0,05	0,04	0,01	0,01	0,03	0,04
Pb	0,55	1,01	4,85	0,08	0,72	0,16	0,16
Bi	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03
Th	0,08	0,17	0,03	0,01	0,02	0,10	0,12
U	0,02	0,06	0,04	0,01	0,03	0,04	0,05

Примечание: 1 – бесцветный, 2 – коричневый, 3 – зеленый, 4 – голубой, 5 – фиолетовый, 6 – коричневато-фиолетовый, 7 – темно-коричневый.

Большую информативность для типоморфизма флюорита имеют содержания редкоземельных элементов. Изучение распределения редких земель во флюорите проводится уже давно. Минерал обогащен иттрием (от 95 до 250 г/т), за исключением фиолетовой разности, в которой его количество не превышает 2 г/т. По литературным данным [82], для флюорита высокое содержание иттрия, наряду с его резким преобладанием над церием (как и на Мариинском месторождении), является показателем генетической принадлежности к гранитоидам. Обратное отношение характерно для флюоритов из щелочных пород [83].

В пределах Мариинского месторождения проведено исследование распределения лантаноидов во флюоритах [60, 41]. По данным распределения лантаноидов, нормированных на хондрит (значения для нормализации) по [94], разноцветные флюориты Мариинского месторождения можно условно разделить на три типа: с высоким, промежуточным и низким содержанием РЗЭ (рис. 13). **В первый тип** попадают зеленый флюорит и все коричневые разности. Они

характеризуются постепенным падением РЗЭ (от тяжелых к легким элементам) и присутствием слабой положительной аномалии по европию. Отношение La/Yb равняется 0,34-0,54. Подобные значения типичны для флюоритов из гранитных пегматитов (0,8) и кислых пород (0,3) [8] (это же утверждение касается и второго типа флюорита). Концентрация лантаноидов в них варьирует от 82 до 116 г/т. **Во второй тип** попадают бесцветный и голубой флюориты. Они характеризуются значительным падением РЗЭ (от тяжелых к легким элементам). Причем у бесцветной разновидности наблюдается сильная отрицательная аномалия по европию, а у голубой никаких аномалий не отмечается. Отношение La/Yb равняется 0,03-0,07. Концентрация лантаноидов в них варьирует от 14 до 21 г/т. Возможно, первый и второй типы флюорита являются просто разными генерациями, сформированными на одном и том же субстрате пород, из-за чего конфигурация трендов распределения РЗЭ очень сходна и отличается только концентрацией редких земель. Так, первый тип флюорита завершал формирование пегматитовых тел, а второй тип уже запечатывал кварц-плагиоклазовые жилы, которые образовались за счет альбитизации первых пород. При этом тренды флюоритов повторяют друг друга, но уровень содержания РЗЭ во втором типе резко падает. Подобное явление освещено в работе для разных генераций флюорита из некоторых месторождений Казахстана [59].

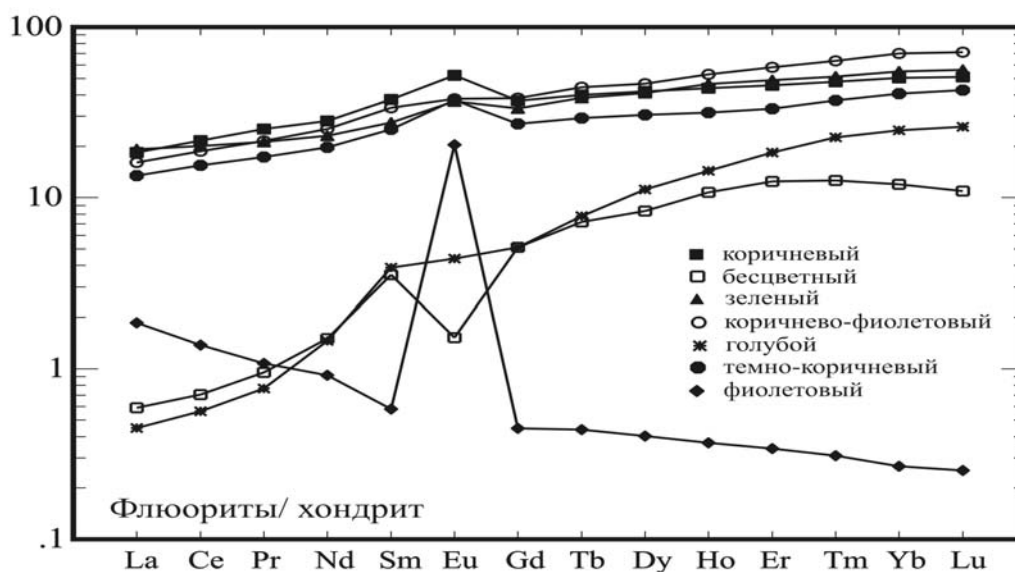


Рис. 13. Распределение редкоземельных элементов во флюоритах с Мариинского месторождения.

К третьему типу относится фиолетовый флюорит. Он отличается крайне низким содержанием РЗЭ (не более 5 г/т). При этом флюорит характеризуется плавным нарастанием от тяжелых к легким элементам и присутствием резкой положительной аномалии по европию. Отношение La/Yb равняется 10,2. Интересно, что подобное высокое отношение характерно для сиенитовых пегматитов и щелочных пород [8]. Возможно, это связано с появлением щелочной обстановки во время кристаллизации фиолетового флюорита. Распределения РЗЭ аналогичного третьему типу флюорита, в литературе не приводится, хотя оно сильно напоминает тренды лантаноидов из Баженовских апогарцбургитовых серпентинитов [11].

В целом кривые распределения РЗЭ в мариинских флюоритах достаточно сильно отличаются от трендов лантаноидов для этого же минерала из гидротермальных бериллий-флюоритовых месторождений Бурятии [54, 42]. Для последних характерны высокие содержания РЗЭ, резкое нарастание легких РЗЭ и постоянное присутствие отрицательной аномалии европия. В грейзеновых месторождениях России [41] тренды РЗЭ флюоритов также сильно отличаются от распределения лантаноидов в минерале с Мариинского месторождения, несмотря на некоторое сходство в виде низкой концентрации редких земель (особенно это касается флюоритов из грейзенов, расположенных вне гранитных куполов).

Флюорит в пределах Мариинского месторождения во всех изученных парагенезисах является самым поздним минералом. Во всех трех изученных ассоциациях минерал характеризуется своими геохимическими чертами, унаследованными от пород, в которых кристаллизовался флюорит. При этом для всех типов флюорита типоморфным признаком является обогащенность минерала элементами базит-гипербазитовой формации. По всей видимости, это связано с тем, что на заключительной стадии формирования всех минеральных парагенезисов в процессе кристаллизации стали участвовать флюиды из вмещающих пород, которые в основном представлены серпентинитами и апогипербазитовыми метасоматитами. Наглядным примером этого может служить фиолетовый флюорит из флогопитовых слюдитов, который «запечатывает» хромсодержащую минеральную ассоциацию

(изумруд, александрит и т. д.). В данном случае минерал формируется непосредственно в матрице апогипербазитового субстрата и имеет микроэлементный состав, характерный для многих серпентинитов.

Все три изученных парагенезиса с флюоритом оторваны друг от друга во времени кристаллизации, что хорошо отражается в микроэлементном составе галогенида. Первый тип флюорита характеризуется наиболее высокими концентрациями РЗЭ (до 90-120 г/т), второй тип – в пределах 15-20 г/т, а последний отличается крайне низким количеством РЗЭ (не более 5 г/т). Подобное снижение концентраций редких земель во флюорите может свидетельствовать об едином процессе эволюции формирования рудных зон, а различные парагенезисы можно рассматривать в виде отдельных стадий одного процесса [67].

По всей видимости, отложение изумрудно-александритовой минерализации в парагенезисе с фиолетовым флюоритом происходило в щелочных или слабощелочных условиях, так как в кристаллизации принимали участие флюиды из вмещающих гипербазитов. Ранее считалось [41, 42], что концентрированное отложение берилла в пределах Изумрудных копей происходит в условиях, благоприятствующих миграции бериллия, т.е. повышенной активности фтора в относительно кислых растворах. В целом подобные условия отмечаются и для плагиоклазитовой стадии минералообразования на Мариинском месторождении. Эта стадия обусловлена изменением состава постмагматических растворов в связи с выщелачиванием при калиевом метасоматозе из подстилающих пород извести, глинозёма и других компонентов с образованием метасоматических зон маргарита, мусковита по флогопитовому слюдиту и выполнением трещин плагиоклазом и флюоритом [92].

3.2.2. Позднебериллиевая минерализация – потенциальный вид сырья на месторождениях Уральской изумрудоносной полосы

С минералогической точки зрения к настоящему времени на изумрудно-берилловых месторождениях и проявлениях детально изучены: основная бериллиевая минерализация, [34, 12, 13, 18, 38] связанная с пневматолит-гидротермальной стадией образования месторождений Изумрудных копей и минералы породобразующих метасоматически-изменённых пород [5, 90]. Позднебериллиевая минерализация, замыкающая гидротермальную стадию минералогенеза, до сих пор не служила объектом систематического изучения. В ранних работах [43, 44, 6, 7] приводятся описания некоторых минералов этой ассоциации. Впервые полное минералогическое описание позднебериллиевой минерализации и возможности её использования в качестве нового вида сырья предложено в работе [61].

Позднебериллиевая минерализация встречается на многих изумрудно-берилловых месторождениях Уральской изумрудоносной полосы. Наибольшее разнообразие и распространение она получила на Мариинском месторождении. Учитывая большой объем добытой рудной массы и долговременности отработки месторождения, можно с уверенностью сказать, что позднебериллиевая минерализация может служить источником оградочного и коллекционного материала на данном объекте [61].

Минерализация на Мариинском месторождении достигает максимального разнообразия в субширотных трещинах, зонах растяжения, раздува и тектонического дробления кварц-плагиоклазовых жил, содержащих берилл. Источником бериллия для поздних минералов служило растворение и разложение раннего берилла. Благодаря значительной пострудной (постберилловой) тектонической проработке и дроблению в кварц-плагиоклазовых жилах образовались следующие поздние берилливые минералы: *эвклаз, бавенит, берtrandит, бехоит, клинобехоит, гинзбургит (роджианит), битиит, Ве-хлорит*. Многообразие минералов объясняется тем, что трещины долгое время были приоткрыты, и поздняя минерализация накапливалась в них. Наряду с позднебериллиевой минерализацией в кварц-плагиоклазовых

жилах встречены стильбит, гизингерит, анальцит, клинохлор, монтмориллонит.

В слюдитовых жилах минерализация проявлена незначительно и представлена *бавенитом* и *берtrandитом*. В небольших телах хромититов на Мариинском месторождении в 2011 году был найден новый минерал *мариинский* BeCr_2O_4 – хромовый аналог хризоберилла. Мариинскит, видимо, можно считать поздним типоморфным минералом метасоматически преобразованных бериллиеносным флюидом хромититов, так как он образует характерные обильные включения в хромите-(II), но никогда не отмечался в первичном глиноземистом хромите-(I) [57].

В слюдитовых жилах наложенного типа минерализация встречается достаточно полно и обширно благодаря более интенсивному дроблению и смятию. В основном она представлена *бавенитом*, *берtrandитом*, *битшитом*, *гинзбургитом*.

Образование позднебериллиевой минерализации происходит также в полостях выщелачивания; мелких тектонических трещинках, возникших в пострудный этап; зонах механического дробления плагиоклазовых ядер с бериллом; наконец, в виде замещений более ранних бериллиевых минералов. Полости выщелачивания находятся в местах скопления берилла, они имеют преимущественно овальную форму с неровными краями и достигают до 10 см в поперечнике (рис. 12). Выделения поздних минералов в зонах механического дробления и мелких тектонических трещинах имеют размеры от 1 до 12 см. Берилл в таких участках имеет следы растворения в виде тонких каналов, ориентированных параллельно [0001]; он теряет стеклянный блеск; разбивается серией мелких трещинок.

Схема образования позднебериллиевой минерализации выглядит следующим образом:

1. После завершения тектонических подвижек, которые вызвали дробление берилла и хризоберилла, происходит частичное растворение этих минералов наблюдается образование эвклаза и гинзбургита (роджианита).

2. В последующую стадию происходит дальнейшее растворение берилла и частично эвклаза. Возникают псевдоморфозы бавенита по

бериллу, образуется берtrandит.

3. Идет растворение берилла и разложение бавенита. Образуется бехоит-клинобехоитовая минерализация. Совместно с ней кристаллизовался цезиевый анальцит.

4. Наблюдается замещение и разложение бавенита с образованием битиита.

Общая схема образования позднебериллиевой минерализации может быть представлена следующим образом: Берилл дробление, растворение → эвклаз → гинзбургит → бавенит → берtrandит → бехоит+кли-нобехоит → битиит.

Эвклаз, несмотря на редкую встречаемость на месторождении, представляет большой интерес в качестве ограночного сырья и коллекционного материала. Остальные минералы (гинзбургит, бавенит, берtrandит, бехоит, клинобехоит, мариинскит) также являющиеся редкими, пользуются спросом как коллекционные минералы среди различных музеев и коллекционеров всего мира. Кроме того, исследуемая ассоциация редких Be-минералов позволяет восполнить недостающие сведения об условиях развития сложной минералообразующей системы, минералогенический потенциал которой проявился на классических месторождениях Уральской изумрудной полосы.

3.3. Редкометалльные пегматиты

(геологическая позиция, условия формирования, рудоносность)

Пегматитовые тела и жилы Уральской изумрудноносной полосы относятся к кали-натровому типу, формации редкометалльных глубинных пегматитов [10, 78]. Они широко распространены в эндо-и экзоконтактных зонах Адуйских гранитов. В пределах изумрудноносной полосы они встречаются достаточно равномерно, но в отдельных участках образуют крупные скопления, которые являются узлами пегматитовых жил с промышленным содержанием редкометалльного оруденения [47].

В пределах массива пегматиты представлены отдельными жилами и узлами жил шпирового и инъекционного типа различной мощности и длины. Ориентировка жил чаще северо-восточная. Мощность жил

колеблется от 0,2 до 1,5 м. В узлах отмечаются раздувы до 2,5 м. Протяженность жил составляет 10-15 м. По мере приближения к контакту массива мощность и количество жил увеличивается. Зональность жил обычно выражена слабо. Непосредственно в приконтактной зоне дифференциация пегматитов усиливается. Обычно наблюдаются зоны аплитовой, неравномернозернистой и пегматоидной структур. В отдельных случаях отмечаются признаки выполнения открытого пространства в виде конусообразных кристаллов микроклина, ориентированных от зальбандов к центральной плоскости жил. В зонах аплита отчетливо прослеживается цикличность в кристаллизации кварц-полевошпатовых агрегатов. Мощность циклов последовательно увеличивается от 1-2 см в приконтактной зоне до 10-15 см в центральной зоне. От периферии к центру зернистость агрегата в циклах увеличивается. Обычно за 4 цикла выделения кварца в циклах становятся идиоморфными с ориентировкой головок кристаллов к центру жилы [9].

Экзоконтактные пегматитовые жилы в пределах изумрудоносной полосы выполняют трещины отслоения, скола и отрыва. В соответствии с трещинной тектоникой эти группы жил имеют морфологические и структурные особенности. Жилы трещин отслоения имеют ориентировку, согласную с простиранием вмещающих горных пород (азимут простирания $300-320^\circ$, падение на восток под углом $50-70^\circ$). Жилы этого типа отличаются плитообразной формой, вытянуты на 10-30 м при мощности 1-2 м. Концентрация жил этого типа постепенно снижается по мере удаления от контакта с гранитами. Сколовые пегматитовые жилы встречаются, главным образом, в оперении зон разломов. По отношению к простиранию вмещающих горных пород они занимают секущее положение. Наиболее крупные пегматитовые жилы трещин отрыва в районе Квартального месторождения (см. рис. 4). Они ориентированы в субширотном направлении. Однако ответвления этих жил имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание. Это свидетельствует о локализации крупных жил в участках пересечений тектонических нарушений различного направления. Рудоконтролирующие структуры обуславливают весьма сложную морфологию рудных тел. Обычно она приближается к штокообразной со

значительными размерами на глубину. Наиболее крупная Западная жила Квартального месторождения имела на поверхности размер 95 метров на 60 метров. Мощность жил Слепой и Южной соответственно составляла 40 метров и 60 метров. Пегматитовые жилы экзоконтактной полосы Адуйского гранитного массива в пределах изумрудоносной полосы образуют пять крупных узлов, расположенных на расстоянии 2-4 километров друг от друга. В промежутках между ними распространены сравнительно мелкие жилы субмеридионального простирания и восточного падения под углами 30-60° [47].

Строение мелких жил пегматита слабо дифференцированное, в них выделяются мелко-среднезернистая зона (аплитовая), неравномернозернистая и пегматоидная зоны. В неравномернозернистой и пегматоидной зонах встречаются изолированные блоковые пегматиты, сложенные калиевым полевым шпатом и кварцем. Распространение зон в пределах жил различное, в одних случаях преобладает аплитовая зона, в других – неравномернозернистая. Границы между зонами чаще инъекционные. Наиболее ранняя аплитовая зона сечется неравномернозернистой и пегматоидной зонами, а жилы кварца секут и то и другое. Пегматитовые жилы, залегающие в серпентинитах, имеют флогопит-хлоритовые метасоматические оторочки мощностью до 30 сантиметров.

Крупные рудные тела трещин отрыва сложены гранит-аплитом, полосчатым комплексом, неравномернозернистым и блоковым пегматитом. Гранит-аплит – это серая мелкозернистая горная порода массивной текстуры. Микроструктура гранобластовая и лепидогранобластовая.

Наиболее ранней фацией по аплитам является ритмично-полосчатый комплекс. Такие комплексы достаточно широко распространены в пегматитовых жилах различных месторождений. Для ритмично-полосчатых комплексов характерны непрерывность и непересекаемость ритмов и односторонняя кристаллографическая ориентировка кварцевых индивидов. Эти текстуры отмечаются в ультракислых и щелочных гранитоидах. Отличительной особенностью полосчатых комплексов, встречающихся на Квартальном месторождении, является прямолинейность границ между зонами и выдержанная по простиранию

мощность зон. Полосчатые комплексы отличаются от других по составу редкометальной минерализации. В них наряду с танталит-колумбитом встречаются зерна самарскита и эвксенита с отчетливыми плеохроичными дворицами, свидетельствующие об их радиоактивности [9].

Неравномернозернистая фация пегматитов сложена крупными кристаллами микроклина (20-25 %) и относительно мелкозернистым агрегатом альбита. Кварц образует неправильные зерна и агрегаты. Достаточно часто в неравномернозернистых пегматитах встречаются ксенолиты аплита. Зоны блокового пегматита в рудных телах по объему составляют не более 20 %. Они сложены крупными кристаллами микроклина (до 40 %), темносерым гигантозернистым кварцем (до 30 %), альбитом и мусковитом. В незначительном количестве присутствуют гранат, берилл, флюорит и сульфиды [9].

Из метасоматических процессов наибольшим распространением пользуется альбитизация, в меньшей степени проявлены процессы грейзенизации. По геохимическим и минералогическим признакам в пегматитах выделяется две стадии альбитизации. Ранняя альбитизация проявлена достаточно равномерно и выражена в образовании пертитовых структур в калиевых полевых шпатах, Поздняя альбитизация контролируется трещиноватостью пегматитов и представлена макро - и микропрожилками, сложенными средне - и крупнотаблитчатым альбитом, а в висячих частях пегматоидных разностей – клевеландитом с размером таблиц до 2 см. В кристаллах микроклина альбит развивается по трещинам. Степень влияния альбитизации на состав жил отчетливо увеличивается по мере удаления от контакта гранитов. В пегматитовых жилах района с альбитизацией связано образование метасоматических кристаллов граната и танталит-колумбита. Процессы грейзенизации пегматитов проявлены в виде кварц-мусковитовых прожилков с флюоритом и бериллом. Грейзенизация пегматитов по времени проходила между стадиями альбитизации, так как крупные кристаллы берилла замещаются альбитом поздней генерации.

Минеральный состав пегматитов достаточно однообразный: альбит, калиевый полевой шпат, кварц, мусковит, гранат, апатит,

берилл, берtrandит, флюорит и акцессорная (редкометалльная и висмутовая) минерализация. Калишпат представлен слабо решетчатым микроклином-ортоклазом с рентгеновской триклинностью от 0 до 0,8. Степень альбитизации его кристаллов изменяется от 30 до 80 %. Кристаллы калиевого полевого шпата часто имеют признаки метасоматического происхождения, в них часто «просвечивает» текстура замещаемого аплита или полосчатого комплекса. Содержание альбита колеблется в аплитовой зоне от 42,2 до 57,3 %, в неравномернозернистой – от 36,9 до 42,8 % в пегматоидной – от 25,0 до 33,8 %. Содержание калиевого полевого шпата составляет: в аплитовой зоне от 5,7 до 23,1 %, в неравномернозернистой – от 19,0 до 23,8 %, а в пегматоидной – от 35,7 до 48,0. Кварц содержится в аплитовой зоне от 28,4 до 31,4 %, в неравномернозернистой зоне от 31,4 до 33,2 %, а в пегматоидной – 22,2 до 25,6 %. Содержание мусковита в пегматитах достаточно равномерное и составляет от 4,0 до 6,0 % [9].

Гранат в пегматитовых жилах альмандин-спессартинового состава распространен крайне неравномерно в виде линз, цепочек и прожилков. Чаще всего он встречается в виде идиоморфных, слабо корродированных кристаллов размером от 2 до 15 мм. Цвет от светлооранжевого и розового до красновато-коричневого. Внутреннее строение кристаллов однородное и зональное. Значительная часть кристаллов граната в разной степени замещается мусковитом. В отдельном случае образуются тневые псевдоморфозы мусковита по гранату. Соотношение альмандинового и спессартинового миналов в гранатах закономерно изменяется и зависит от положения пегматитовой жилы относительно контакта с гранитами. Наиболее наглядно это видно по содержанию в гранатах марганца. Гранат из эндоконтактных пегматитовых жил содержит минимальное количество марганца (13,1 мас. % MnO). В экзоконтактных пегматитовых жилах содержания марганца в гранатах последовательно увеличиваются по мере удаления от контакта и достигают 21,3 мас. % MnO. Аналогичная закономерность отмечается вкост простираня пегматитовых жил. В гранатах аплитовой зоны содержание марганца колеблется в пределах 13,7 – 13,8 мас. % MnO, в гранатах неравномернозернистой зоны – 14,5 мас. % MnO, а в гранатах пегматоидной зоны – 17,1 мас. % MnO. Таким

образом, в эндоконтактных и экзоконтактных пегматитовых жилах, расположенных непосредственно вблизи контакта с гранитами, распространен гранат существенно альмандинового состава. В пегматитовых жилах, наиболее удаленных от контакта с гранитами, и в центральных зонах экзоконтактовых пегматитовых жил встречается спессартин [9].

Подобные кристаллы были описаны на Красноармейском изумрудно-редкометальном месторождении. На контактах пегматитов и слюдитовых зон в центральной части месторождения часто наблюдались линейно-полосчатые зоны, представленные альбит-мусковитовыми метасоматитами. В этих зонах хаотически встречаются одиночные изометричные кристаллы и сростки кристаллов спессартина. Вмещающая гранат порода имеет мелкозернистую структуру и полосчатую текстуру. Зоны, обогащенные мусковитом, имеют светло-зеленую окраску. Гранат образует изометричные индивиды тетрагонтриоктаэдрического габитуса, размер которых достигает 5-6 см. Окраска медово-красная. По результатам морфометрического изучения (10 кристаллов) для спессартина с Красноармейского месторождения установлены следующие простые формы: $p \{211\}$ – тетрагонтриоктаэдр, $d \{110\}$ – ромбододекаэдр, $s' \{413\}$ – гексаоктаэдр, $r \{332\}$ – тригонтриоктаэдр, $e \{210\}$ – тетрагексаэдр, $o \{111\}$ – октаэдр. Наиболее развиты грани p , что определяет тетрагонтриоктаэдрический габитус кристаллов. На гранях тетрагонтриоктаэдра видна комбинационная штриховка (результат одновременного роста двух простых форм ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра), параллельная ребрам ромбододекаэдра. Кроме того, на данных кристаллах обнаружена форма $s' \{413\}$ – гексаоктаэдр, ранее не описываемая на гранатах [65]. В табл. 24 приведены данные дифрактограммы граната с Красноармейского месторождения. По результатам рентгеноструктурного анализа были рассчитаны параметры кубической ячейки минерала, которые составили $a_0 = 11,608$. Крайние члены в ряду спессартин-альмандин имеют значения параметров ячеек соответственно: $a_{сп} = 11,621$ и $a_{ал} = 11,526$. Учитывая прямую зависимость, можно вычислить количество спессартиновой молекулы в данных гранатах: 86,5 %. Внутри кристаллы спессартина имеют большое количество включений,

которые представлены альбитом и мусковитом. Скорее всего, образование граната происходило метасоматическим путём, за счёт вмещающей породы [65].

Таблица 24

**Данные рентгеноструктурного анализа спессартина
с Красноармейского месторождения**

Образец		Эталон (ASTM 10-354)		
$d, \text{Å}$	I^*	$d, \text{Å}$	I	hkl
4,74	1,5	4,76	6	211
3,10	1,5	3,10	8	321
1,90	9	2,91	25	400
2,60	10	2,60	100	420
2,47	1,5	2,48	10	332
2,37	4	2,37	16	422
2,28	3	2,28	10	431
2,12	4	2,13	16	521
2,04	1,5	2,06	6	440
1,886	7	1,886	20	611,532
1,840	1	1,836	2	620
1,806	1	1,797	2	541
-----	-----	1,710	2	631
1,680	4	1,681	20	444
-----	-----	1,650	6	543
1,610	5	1,614	30	640
1,582	1.5	1,586	6	721,633,332
1,551	7	1,557	40	642
1,453	4	1,482	2	731,651
Аналитик Сапожникова Н. Г. Дрон-2.0, $\text{Cu-}k_{\alpha}$				

**Химический состав апатитов с месторождений
Уральской изумрудоносной полосы**

№ п/п	Описание пробы	CaO	MnO	P ₂ O ₅	SrO	F	H ₂ O п.п.п.
1	Белый М-5	50,02	0,14	42,22	0,40	3,28	0,44
2	Голубой М-7	49,42	0,55	41,04	< 0,10	3,28	0,10
3	Розовый М-8	50,13	0,13	42,14	0,10	3,38	0,12
4	Синий К-8	49,35	0,75	42,14	< 0,10	3,45	0,52
5	Синий Лл-6	49,46	0,53	41,63	< 0,10	3,40	< 0,10

Примечание: хим. лаборатория УГГГА, методом мокрой химии (аналитик Пенкина Н. В.); М – Мариинское месторождение (Q-Pl жилы и слюдиты); К – Квартальное, Лл – Липовый лог (редкометалльные пегматиты).

Апатит из пегматитов представлен как в виде единичных кристаллов (до 20 мм), так и в виде мелкозернистых (1-2 мм) выделений, преимущественно встречаемый с полевым шпатом. Более крупные выделения встречаются в участках интенсивной альбитизации. Апатит из редкометалльных месторождений Квартального и Липового Лога имеет преимущественно синие цвета различного оттенка. Минерал люминесцирует светложелтым цветом. По химическому составу апатиты [62] с месторождений Уральской изумрудоносной полосы представлены фтор-апатитом (табл. 25). По результатам спектрального анализа [80] видно, что апатиты из кварц-плагиоклазовых жил более обогащены La и Y, чем апатиты из слюдитовых зон и редкометалльных пегматитов (табл. 26).

В редкометалльных пегматитах на месторождениях Квартальное и Липовый Лог установлены и изучены следующие минералы висмута: *самородный висмут, висмутин, тетрадимит, жозеитВ, хедлеит, эвлетин, бисмутит, пухерит и теллуриг Vi* [79]. В качестве аксессуарных минералов в пегматитах описаны *пирит, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит, ганит, касситерит* [78].

**Микропримесный состав (г\т) апатитов из месторождений
Уральской изумрудоносной полосы**

Компоненты	Кварц-плагиоклазовые жилы			Слюдитовые комплексы			Пегматиты		
	от	до	сред.	от	до	сред.	от	до	сред.
Cu	0,3	3	1,5	1	2	1,5	2	7	4,5
Sm	20	30	35	0	50	25	0	30	15
Y	3	150	75	10	70	40	0,5	30	15
Ti	1	3	2	1	10	5	1	30	15
V	0,3	0,7	0,5	0,3	1	0,7	0,7	0,5	0,3
Mn	300	1000	650	100	700	400	10	1000	505
Gd	н.о	н.о	н.о	0	5	2,5	н.о	н.о	н.о
Zr	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	0	1	0,5
La	30	200	120	5	100	50	0	100	50
Ce	0	70	35	0	30	15	30	100	60
Eu	н.о	н.о	н.о	0	10	5	н.о	н.о	н.о
Yb	0	5	2,5	1	50	25	н.о	15	7,5
V	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Be	0	10	5	0	100	50	0,3	1	0,5

Примечание: хим. лаборатория УГГУ, эмиссионный спектральный анализ (аналитик Позднякова И. А.); н.о. – ниже порога определения.

3.3.1. Особенности редкометальной минерализации

Редкометальная минерализация представлена, главным образом, танталит-колумбитом: колумбит-(Fe), колумбит-(Mn), танталит-(Fe). Значительно менее распространены циркон, пирохлор, монацит, ксенотим, ильменорутил, алланит, синхизит, ортит, циртолит, самарскит, эвксенит, кнопит-микролит и уранмикролит [79].

Танталит-колумбит в пегматитовых жилах Изумрудных копей встречается в виде неправильной формы зерен, хорошо образованных кристаллов, коленчатых двойников, субпараллельных и радиальнолучистых сростаний. Скопления игольчатых кристаллов имеют своеобразную «кустовидную» форму (рис. 14). Игольчатые кристаллы в гранатах часто образуют подобие сагенитовой решетки. В отдельных случаях отмечаются эпитактические сростания с эвксенитом.

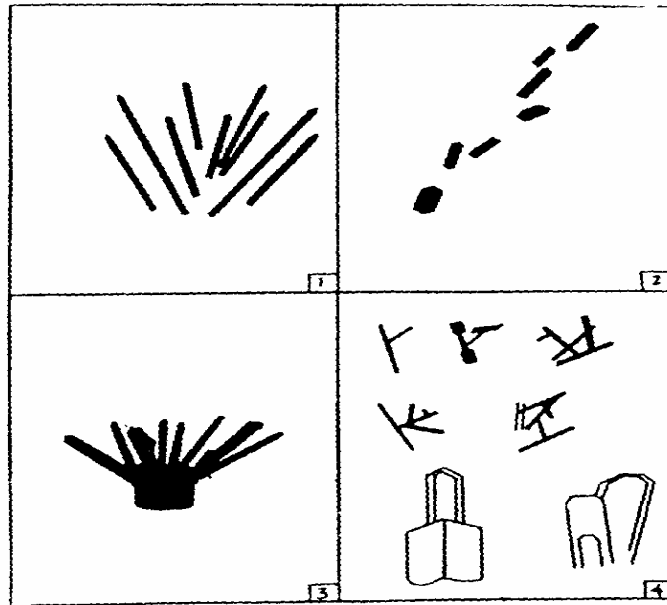


Рис. 14. Морфология скоплений танталит-колумбита:

**1 – «куст» игольчатых кристаллов; 2 – «полосы» пластинчатых кристаллов;
3 – радиально-лучистый сросток; 4 – сростки игольчатых кристаллов в
гранате и альбите**

Он представлен следующими морфологическими разновидностями: короткопризматической, длиннопризматической (игольчатой), тонко - и толстотаблитчатой. Наибольшим распространением в пегматитах изумрудоносной полосы пользуются короткопризматические кристаллы. Следующей по распространенности является тонкотаблитчатая разновидность. Толсто таблитчатые кристаллы встречаются сравнительно редко.

Кристаллы и зерна танталит-колумбита в большинстве случаев имеют размер от 0,1 до 3мм, но иногда встречаются и более крупные выделения. Размер короткопризматических кристаллов обычно равен 0,1-0,3 мм, тонкотаблитчатых – 0,2-0,4 мм и игольчатых – 0,3-3 мм. Толстотаблитчатые кристаллы, как правило, значительно крупнее других морфологических разновидностей и на жиле «Северной» Красноармейского месторождения достигают 1,5-2,0 см. Игольчатая разновидность характеризуется отношением ширины и длины кристаллов как 1:10-15. Короткопризматические кристаллы имеют удлинение 1:3-5, тонкотаблитчатые – 1:2-3, а толстотаблитчатые кристаллы имеют изометрический облик. Полное огранение кристаллов сохраняется редко. К наиболее распространенным

кристаллографическим формам относятся (100), (010), (110) и (111). На гранях отмечаются побежалость, грубые вицинали и двойниковая штриховка. На призматических кристаллах из аплитовой зоны часто отмечаются идиоморфные отпечатки мелких кристаллов граната [23].

В пегматитах танталит-колумбит локализуется на контактах зерен породообразующих минералов и непосредственно в зернах в виде включений. Его содержат практически все минералы. В альбите встречаются все морфологические разности за исключением толстотаблитчатых, в кварце – игольчатые и длиннопризматические кристаллы, в зернах граната – короткопризматические и игольчатые разности, а в калиевом полево шпате – исключительно толстотаблитчатый танталит-колумбит.

Внутреннее строение кристаллов танталит-колумбита может быть однородное, зональное, полосчатое и пятнистое. Наиболее сложным строением обладают толстотаблитчатые кристаллы. Неоднородность их строения обусловлена первичной зональностью роста (рис. 15) и последующим метаморфизмом. На некоторых кристаллах после травления отчетливо прослеживается изменение морфологии индивидов в процессе роста. Облик внутренних зон соответствует короткопризматическому облику, а внешних – таблитчатому. При этом отмечается упрощение огранения. Зональность роста выражается в изменении прозрачности, отражательной способности, внутренних рефлексов, микротвердости и распределения основных химических элементов.

Внутренние зоны толстотаблитчатых кристаллов танталит-колумбита полупрозрачные, желтого и бурого цветов, а внешние непрозрачные черные, иногда темнокоричневые. Часто наблюдаются включения мелких зерен кварца и граната. Внутренние рефлексы изменяются от бурых до серых. Микротвердость толстотаблитчатых кристаллов неоднородная и колеблется от 620 до 950 кг/мм². Так как она зависит в большей степени от посткристаллизационных изменений, чем от зональности, то закономерности в ее изменении установить сложно [23]. Содержание основных компонентов в танталит-колумбитах колеблется соответственно: Ta₂O₅ – от 39 до 55 % и Nb₂O₅ – от 31 до 42%.

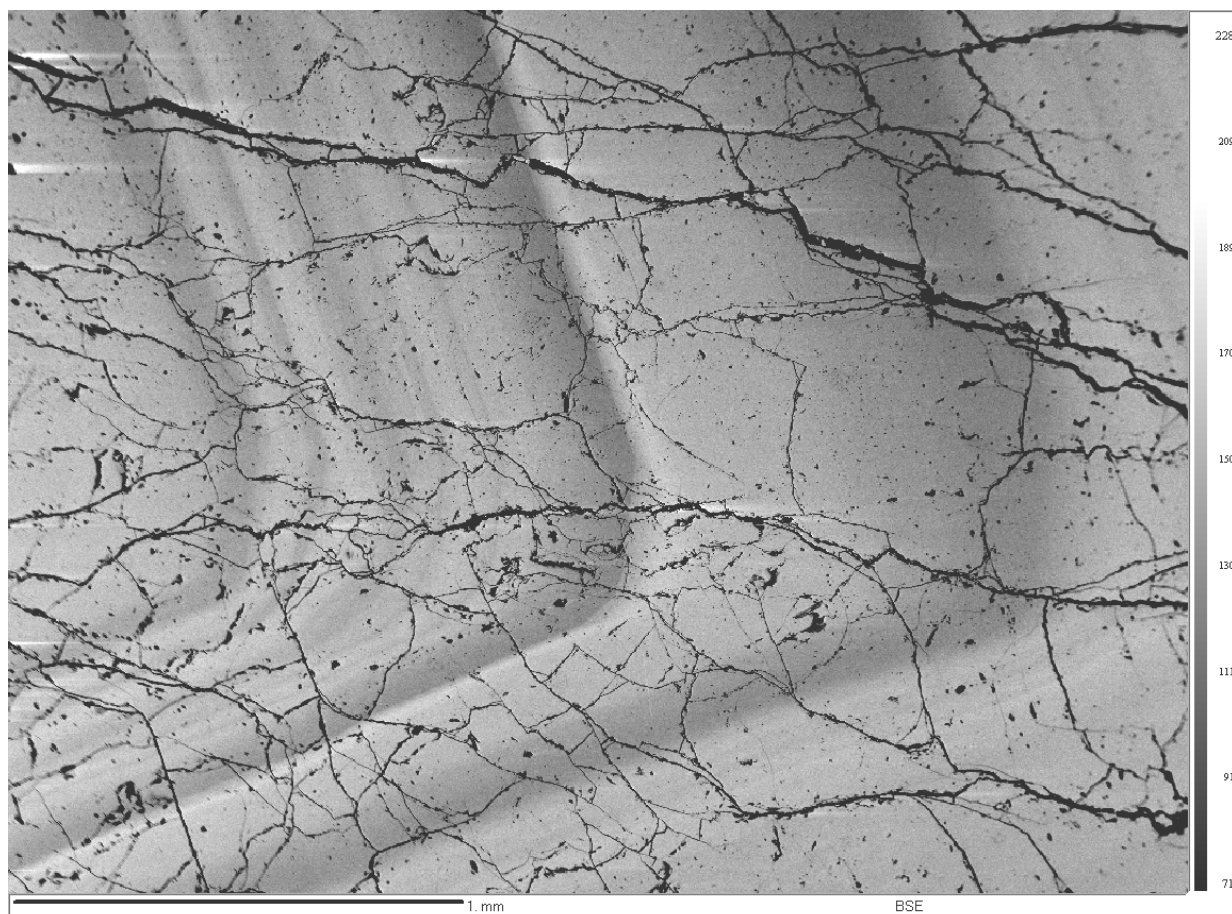


Рис. 15. Зональное строение толстотаблитчатых кристаллов колумбита с Квартального месторождения. Светлое – зоны обогащенные Ta, темные обогащенные Nb

Метаморфизм (метасоматические изменения) кристаллов танталит-колумбита выражается в расщеплении, разрывах и смещении обломков. Толстотаблитчатые кристаллы в результате метасоматических изменений приобретают полосчатое строение, не связанное с зонами роста (рис. 16). Как было установлено ранее, по танталит-колумбиту развивается уранмикродит (рис. 17) [63]. Изменение свойств кристаллов отражается на их полируемости, полосы танталит-колумбита зеркального блеска чередуются с полостями пористого плохо полирующегося микродита. Содержание UO_2 в уранмикродите колеблется от 10,61 до 13,74 %.

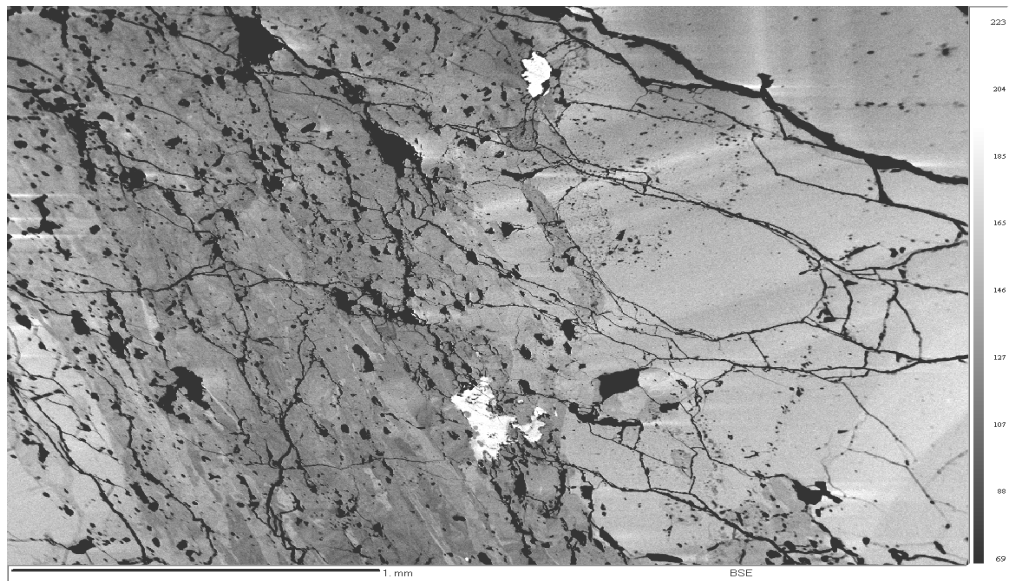


Рис. 16. Зона метасоматических изменений в кристаллах колумбина (темное) с развитием в ней поздних уранмикролитов (светлое)

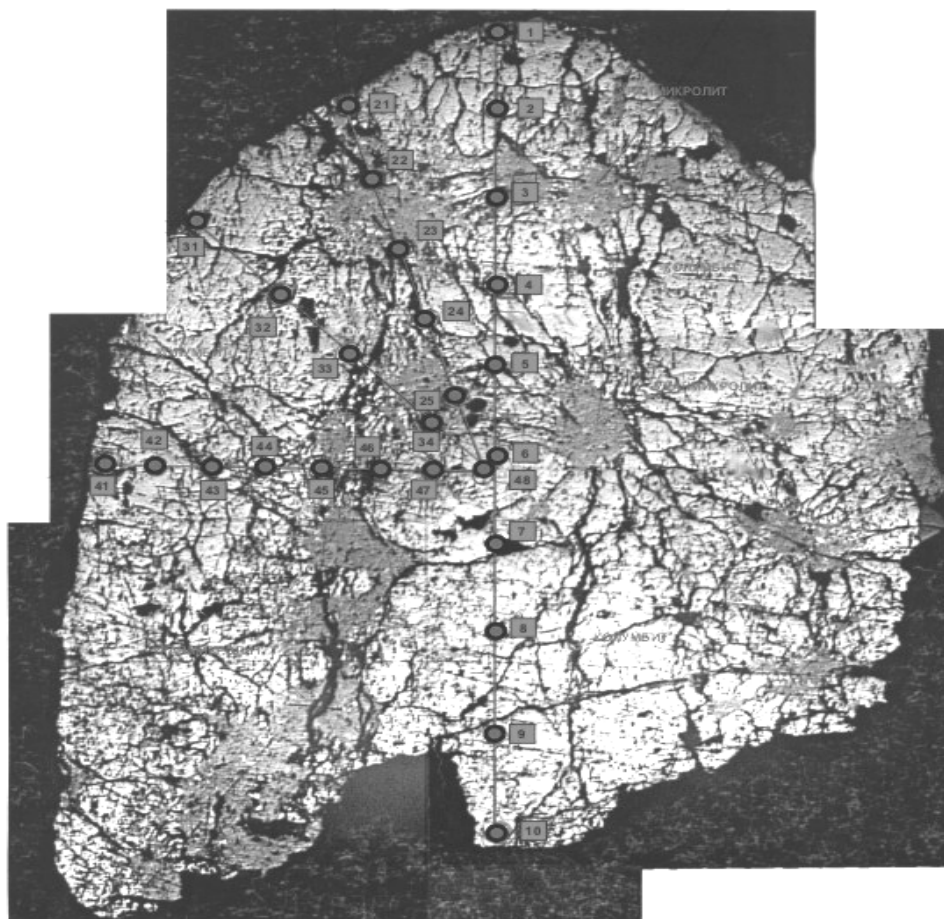


Рис. 17. Кристалл танталит-колумбита (светло-серое) с развитием уранмикролита по трещинам (темное). Размер кристалла 1 см.

Плотность танталит-колумбита изменяется от 5,30 – 5,80 г/см³ у игольчатых разностей, до 6,0-6,20 г/см³ у толстотаблитчатых кристаллов (пикнометрический метод). В результате рентгеновских исследований установлено, что танталит-колумбит из пегматитовых жил относится к структурно упорядоченным разностям с незначительными метамиктными изменениями (параметры сырых и прокаленных образцов отличаются незначительно) [23].

В пегматитовых жилах редкометальных месторождений с Уральской изумрудоносной полосы отмечается три основных типа распределения танталит-колумбитовой минерализации: равномерное, «кустовое» и полосовое. Равномерная вкрапленность мелких таблитчатых и короткопризматических кристаллов характерна для мелкозернистых разностей пегматита, не претерпевших существенного влияния метасоматических процессов. Для зон ранней альбитизации характерно распределение призматического танталит-колумбита в виде продольных цепочек и полос. Под кустовым распределением понимается концентрация длиннопризматических кристаллов в виде радиальнорасходящихся пучков кристаллов. Максимальный диаметр кустов достигает 5-10 мм. Количество кристаллов в «кустах» колеблется в широких пределах и достигает 45. Для тонкотаблитчатой разности характерны гнездовые скопления без сколько-нибудь выраженной ориентировки табличек. «Кустовое» и гнездовое распределение кристаллов танталит-колумбита преобладает в неравномернозернистом пегматите. Полосовое распределение кристаллов связано с ранней и поздней альбитизацией, развивающейся по зонкам трещиноватости и деформации. В пегматитовых жилах альбитизация может быть проявлена практически во всех структурных зонах. В структурных разновидностях частота встречаемости танталит-колумбита различная: в альбитовых прожилках она составляет 1,5-2,5 зерна на квадратный сантиметр, а в блоковом пегматите – 1 зерно на 2-10 см². [47].

Содержания рудных элементов: бериллия, ниобия и тантала в пегматитах изумрудоносной полосы как по месторождениям, так и по структурным зонам изменяются незначительно, в два, редко в три раза. Так, содержание BeO в аплитовой зоне Квартального месторождения в среднем составляет 0,024 мас. %, месторождения Солнечная горка –

0,012 мас. %, а месторождении Малиновый ключ – 0,013 мас. % [9]. Среднее содержание Ta_2O_5 в пегматоидной зоне Квартального месторождения равно 0,0073 мас. %, Солнечная горка – 0,0045 мас. %, а Малиновый ключ – 0,0036 мас. %. Отношение ниобия к танталу от аплитовой структурной разности к пегматоидной практически для всех месторождений характеризуется общей закономерностью: максимальное отношение наблюдается в зоне неравномернозернистой структуры (2,9-3,9), в зонах аплитовой и пегматоидной структур оно ниже (соответственно 2,1-2,6 и 1,5-2,4). Величина отношения ниобия к танталу в пегматитовых жилах уменьшается также по мере удаления от контакта с гранитами. Характерно, что наиболее низкие отношения ниобия к танталу отмечаются в мелкопрожилковых ответвлениях во вмещающих горных породах, сопутствующих крупным пегматитовым жилам. Таким образом, содержание тантала увеличивается по мере перехода от пегматоидной стадии развития пегматитов к пневматолит-гидротермальной. Образование богатых танталом колумбитов происходит в заключительные стадии формирования пегматитовых жил [78, 9].

Пирохлор и берилл в пегматитах Квартального месторождения описаны в работе [64]. *Пирохлор* встречается в виде агрегатов зерен и вкрапленности в танталит-колумбите. Цвет минерала ярко-желтый, желтовато-зеленый и коричневатожелтый. Блеск стеклянный до жирного, прозрачность различная. По результатам рентгеноструктурного анализа он относится к гидратированной разности изоморфного ряда пирохлор-бетафит.

Берилл в пегматитах встречается в виде кристаллов и агрегатов в неравномернозернистой и блоковой зонах. Размер кристаллов достигает 15×18×25 см. Цвет кристаллов разнообразный: светло-желтый, голубовато-зеленый, светло-зеленый. Химический состав бериллов приведен в табл. 27. В участках поздней альбитизации по бериллу развивается вторичная бериллиевая минерализация: берtrandит и бавенит.

Таблица 27

Химический состав бериллов с Квартального месторождения редкометалльных пегматитов

Пробы	SiO ₂	TiO	Al ₂ O ₃	BeO	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п. п.	Сумма
Светло-желтый	64,2	0,01	19,89	12,84	0,03	1,60	0,01	След	0,11	0,31	0,31	0,26	1,16	100,5
Светло-зеленый	59,90	0,01	19,95	11,87	0,04	2,26	0,05	0,01	3,20	0,54	0,20	0,60	1,50	100,2
Бесцветный	63,50	0,01	19,37	13,04	0,27	1,53	0,01	След	0,15	0,13	0,07	0,40	1,27	99,8

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ПГО «Уралгеология» методом мокрой химии, 1974. С помощью полуколичественного спектрального анализа в бериллах с Квартального месторождения незначительных количествах обнаружены примеси: Zn – 0,01 %, Ga – 0,001-0,003 %, Cu – 0,001 % и Cd – 0,003 %.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование геологических образований, начиная от высокотемпературных гранитных пегматитов до низкотемпературных гидротермалитов, представляет собой отдельные этапы единого полигенного рудоформирующего процесса, проходившего в пределах Уральской изумрудоносной полосы.

Геолого-структурная позиция данного района способствует проявлению месторождений редкометальной минерализации приуроченных либо к областям поднятия или погружения кровли Адуйского плутона. В местах перегибов и переходов от одних структурных элементов к другим часто наблюдается комплексное оруденение. По масштабу и относительной величине запасов тантала, бериллия и изумрудов, качеству руд и ювелирного сырья, парагенетическим ассоциациям, соотношению жильного выполнения и метасоматических пород известные объекты значительно различаются в зависимости от геологического строения, структурной позиции и состава вмещающих их пород.

Целесообразно построение классификации промышленных типов месторождений и проявлений в пределах Уральской изумрудоносной полосы на генетической и формационных основах с обязательным учетом социально-экономических, горно-геологических и географо-экономических критериев, определяющих промышленную значимость объектов.

Локализация изумрудного и александритового оруденения на месторождениях различна и определяется геолого-структурными, минералого-геохимическими факторами. Александритоносные слюдиты, минерализованные хризобериллом и фенакитом локализуются в контуре и вне контуров изумрудоносных зон, в структурах субширотного направления, как правило, в лежащем боку плотных слабо метаморфизованных гипербазитов совместно с плагиоклазовыми, кварц-плагиоклазовыми телами с берилловой (м-я Свердловское, Мариинское) и берилл-танталовой (м-я Красноболотное, Черемшанское) минерализацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабенко В. В.* Геотектоника, геодинамика и металлогения: учебник. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. – 732 с.
2. *Белавин О. В.* Некоторые результаты применения гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала / Тр. 2-го Уральского Петрографического совещания. – 1971. – Т. IV. – С. 45-53.
3. *Бидный А. С., Бакшеев И. А., Попов М. П.* Rb-Sr систематика бериллсодержащих слюдитов в восточном экзоконтакте Мурзинско-Адуйского гранитного комплекса. Литосфера № 6, 2011. – С. 141-145.
4. *Бидный А. С., Бакшеев И. А., Попов М. П., Аносова М. О.* Сравнительная характеристика берилла из месторождений Уральской изумрудоносной полосы по данным ЛА-ИСП-МС и ИК-спектроскопии / Вестник Московского Университета. Геология. 2011. Вып. 2. – С. 34-41.
5. *Власов К. А., Кутукова Е. И.* Изумрудные копи. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 251 с.
6. *Волошин А. В., Пахомовский Я. А., Рогачев Д. Л., Надеждина Т. Н., Пуцаровский Д. Ю., Бахчисарайцев А. Ю.* Клинобехоит – новая природная модификация $Be(OH)_2$ из десилицированных пегматитов // Мин. журнал, 1985. – Т. 11. – № 5. – С. 88-95.
7. *Волошин А. В., Пахомовский Я. А., Рогачев Д. Л., Тюшева Ф. Н., Шишкин Н. М.* Гинзбургит – новый кальций-бериллиевый силикат из десилицированных пегматитов // Мин. журнал, 1986. – Т. 8. – № 4. – С. 85-90.
8. *Ганзеев А. А., Сотсков Ю. П.* Редкоземельные элементы во флюорите различного генезиса // Геохимия, 1976. – № 3. – С. 390-396.
9. *Грабежнев А. И., Чистяков Н. Е.* Редкометальные кали-натровые пегматиты одного из экзоконтактовых пегматитовых полей Урала // Сб. метасоматоз и рудообразование. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. – С. 104-124.
10. *Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений, 1960. – № 1. – С. 45-54.

11. *Ерохин Ю. В.* Минералогия Баженовского офиолитового комплекса: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – 29 с.
12. *Жернаков В. И.* Морфология кристаллов хромсодержащих бериллов из слюдитовых комплексов // Минералогия и петрография Урала / Тр. СГИ. Свердловск. – Вып. 106. – Свердловск, 1975. – С. 107-110.
13. *Жернаков В. И.* О зональности кристаллов уральских изумрудов // Минералогия и петрография Урала / Тр. СГИ. Свердловск. – Вып. 1. – Свердловск, 1978. – С. 60-61.
14. *Жернаков В. И., Виноградов Ю. Ю.* Разработка методики минералогического картирования и мероприятий по снижению потерь изумрудного кристаллосырья при технологическом процессе // Фонды СГИ. – Свердловск, 1980.
15. *Жернаков В. И.* Определение положения изумрудного оруденения в метасоматических колонках слюдитового типа // Метасоматизм и рудообразование: Тезисы докладов V Всероссийской конференции, 23-25 ноября. 1982. – С. 24-25.
16. *Жернаков В. И., Золотухин Ф. Ф.* Исследование минералогических и структурно-морфологических признаков изумрудноносных гнезд // Фонды СГИ. – Свердловск, 1983. – 117 с.
17. *Жернаков В. И., Золотухин Ф. Ф., Горячко В. П.* Разработка методики прогнозирования продуктивности слюдитовых жил по керну буровых разведочных скважин // Фонды СГИ. – Свердловск, 1986. – 127 с.
18. *Жернаков В. И.* К вопросу о генезисе уральских изумрудов // Мат-лы по минералогии месторождений Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. – С. 49-58.
19. *Жернаков В. И.* Цеолиты восточной экзоконтактной полосы Адуйского массива / Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – С. 28-31.
20. *Жернаков В. И.* Топаз-парагонитовые метасоматические комплексы Мариинского месторождения изумруда // Геология метаморфических комплексов. – Екатеринбург: УГГГА, 1998. – С. 94-101.

21. *Жернаков В. И.* Кристалломорфология александрита Изумрудных копей Урала // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург, 1998. – № 3. – С. 60-70.

22. *Жернаков В. И.* Изумрудные копи Урала // Минералогический альманах. – Т. 14. – Вып. 2. – М.: ООО «Альтум», 2009.– 125 с.

23. *Жернаков В. И.* Изумрудные копи. Изумруд. Александрит. Фенакит. Онтогения и филогения. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. – 201 с.

24. *Земятченский П. А.* Изумруд и берилл Уральских Изумрудных копей // Тр. СПб общества естествоиспыт., отд. геол. 1900. – Т. 29. – Вып. 5. – С. 1-19.

27. *Золоев К. К., Попов Б. А., Рапопорт М. С. и др.* Глубинное строение и металлогения подвижных поясов. – М.: Недра, 1990. – С. 65-130.

28. *Золотухин Ф. Ф.* Особенности геологического строения Малышевского месторождения и основные закономерности распределения бериллия и изумрудов в нем: диссертация / Фонды МРУ. – Асбест, 1966. – 289 с.

29. *Золотухин Ф. Ф.* Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал. – Асбест–Екатеринбург–Санкт-Петербург, 1996. – 70 с.

30. *Золотухин Ф. Ф., Жернаков В. И., Попов М. П.* Геология и закономерности распределения драгоценных камней Малышевского месторождения (Уральские Изумрудные копи). – Екатеринбург, 2004. – 75 с.

31. *Зубов М. А., Цыганов А. Е. и др.* Структурные и геохимические особенности локализации изумрудного оруденения // Фонды ИМГРЭ. – М., 1981. – 120 с.

32. *Зубов М. А., Лишневский Э. Н., Цыганов А. Е.* Прогнозирование и оценка редкометального оруденения по структурным, геофизическим и геохимическим данным // Советская геология. – 1982. – № 4. – С. 48-57.

33. *Каждан А. Б.* Методологические основы разведки полезных ископаемых. – М.: Недра, 1974. – 134 с.

34. *Клементьева Л. В.* О находке бромеллита в СССР // Доклады АН СССР, 1969. 188. – № 5. – С. 1134-1136.

35. *Копырин И. С., Попов М. П.* Опыт формационно-генетической классификации месторождений камнесамоцветного сырья (на примере Среднего и Южного Урала) // Научный вестник МГГУ, 2010. – 8. – С. 51-67.

36. *Куприянова И. И.* Особенности формирования бериллиевого оруденения, связанного с гранитами // Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. – М.: Недра, 1977. – С. 99-160.

37. *Куприянова И. И. и др.* Пегматиты, слюдиты и кварц-плагиоклазовые жилы (Изумрудные копи). – М.: ВИМС, 1979. – 128 с.

38. *Куприянова И. И., Соколов С. В.* Об условиях образования флогопит-маргарит-берилловой минерализации // Геология рудных месторождений, 1984. – Т. XXVI. – № 6. – С. 32 – 44.

39. *Куприянова И. И., Кукушкина О. А., Кувшинова К. А.* Типоморфные свойства минералов Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения (Урал) // Минералогия Урала. Мат-лы регионального совещания Институт Минералогии РАН УрО, г. Миасс, 1998. – С. 167.

40. *Куприянова И. И.* О спорных вопросах генезиса Малышевского (Мариинского) бериллий-изумрудного месторождения (Средний Урал, Россия) // Мат-лы Уральской летней минералогической школы, 2003. – Екатеринбург, 2004. – С. 37-58.

41. *Куприянова И. И., Кукушкина О. А.* Типоморфизм минералов и геолого-генетические модели эндогенных редкометальных месторождений // Минеральное сырье. – № 12. – М.: ВИМС, 2001. – 145с.

42. *Куприянова И. И., Кукушкина О. А., Шпанов Е. П., Скоробогатова Н. В.* Типоморфизм минералов и геологические коллекции как вещественные модели месторождений бериллия // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд: Мат-лы

Всерос. науч. конф. Годичное собрание РМО. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 60-63.

43. *Кутукова Е. И.* Бавенит // Докл. АН СССР. – 1946. – 54. – № 8.

44. *Кутукова Е. И.* Берtrandит со Среднего Урала // Тр. ИМГРЭ. – М., 1959. – Вып. 3. – С. 74-78.

45. *Кутукова Е. И.* Характеристика и вещественный состав рудных тел Малышевского месторождения // Фонды ИМГРЭ. – М., 1963. – 29 с.

46. *Ларичкин В. А.* Промышленные типы месторождений редких металлов. – М.: Недра, 1985. – 173 с.

47. *Ласковенков А. Ф.* Закономерности распределения редких металлов в пегматитах Адуйского редкометального поля и перспективы расширения его сырьевой базы: автореф. дисс. – Асбест, 1982. – 25 с.

48. *Левин В. Я., Антонова Л. Г., Золоев К. К., Катъкалов А. В., Мормиль С. И., Самсонов А. В.* Геология и особенности рудогенеза Южно-Шамейского месторождения молибдена на Среднем Урале (Россия) // Геология рудных месторождений, 1995. – Т. 37. – № 6. – С. 530-539.

49. *Лейкум М. С., Альбрехт В. Г., Попов М. П., Реус П. А.* Загадочный камень царя Александра (об александрите, Александре II и не только о них) / Историческое научно-популярное интернет-издание, 2010.

50. *Макаров А. Б.* Техногенно-минеральные месторождения и их экологическая роль. – Литосфера, № 1. – 2012. – С. 172-176.

51. *Мамаев И. Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:25000 Малышевской площади и общие поиски на редкие металлы в Адуйской зоне и на коренное золото на Полуденском участке // Фонды УКСЭ. Т. III, 1989. Свердловск.

52. *Миклашевский П. И.* Описание Изумрудных копей и их окрестностей // Горный журнал, 1862. – Ч. 3. – Кн. 7. – С. 1-57.

53. *Мороз И. И., Лобанов В. К.* Геохимическая зональность эндогенных ореолов изумрудоносных слюдитов Урала // Драгоценные и цветные камни. – М.: Наука, 1980. – С. 175-181.

54. Новикова М. И., Куприянова И. И., Кукушкина О. А., Шпанов Е. П., Кувшинова К. А. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология рудных месторождений, 1998. – Т. 40. – № 5. – С. 459-476.

55. Олерский П. К., Олерская Р. С. Отчет о геологоразведочных работах с подсчетом запасов по Малышевскому и Аульскому месторождениям // Фонды ПГО «Уралгеология». – Свердловск, 1949. – 406 с.

56. Олерский В. П. и др. Геологическая съемка и геологическое доизучение групповым методом Рефтинской площади (отчет Рефтинской геологосъемочной партии за 1973-1978 гг.) // Фонды Уралгеолкома. – Свердловск, 1979. – 242 с.

57. Паутов Л. А., Попов М. П., Ерохин Ю. В., Хиллер В. В., Карпенко В. Ю. Мариинскит BeCr_2O_4 – новый минерал, хромовый аналог хризоберилла. – ЗРМО, 2012. – № 6. – С. 43-62.

58. Петрова З. И., Пожаритская Л. К., Андронов В. В., Роненсон Б. М., Утенков А. В. Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана // Мат-лы к симпозиуму «Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов». – Свердловск, 1971. – С. 148-158.

59. Плескова М. А. Редкие земли во флюорите из пегматитовых тел Центрального Казахстана // Тр. Минер. Музея, 1971. – Вып. 20. – С. 128-132.

60. Попов М. П., Шароватов О. В. Содержание РЗЭ во флюорите как критерий оценки изумрудно-бериллиевой минерализации // Мат-лы Урал. летней минерал. школы. – Екатеринбург: УГГГА, 1995. – С. 140-144.

61. Попов М. П. Позднебериллиевая минерализация как источник огранично-коллекционного сырья (Мариинское месторождение, Уральские Изумрудные копи): Автореф. дис. . канд. геол.-минерал. наук. – Екатеринбург, 1999. – 35 с.

62. Попов М. П., Томилова Е. В. Состав апатитов Уральских месторождений изумруда // Урал. летняя минерал. школа – 2000: Мат-лы Всерос. научн. конф. 24-29 июля 2000. – Екатеринбург, 2000. – С. 179-180.

63. *Попов М. П., Мухтахов В. Н.* О находке уранмикролита на Квартальном месторождении (Средний Урал) // Урал. летняя минерал. школа – 2003: Мат-лы Всерос. научн. конф. июль–2003. – Екатеринбург, 2003. – С. 75-76.

64. *Попов М. П.* Редкометалльные пегматиты Квартального месторождения и связанная с ними рудная минерализация (Средний Урал) // Урал. летняя минерал. школа – 2003: Мат-лы Всерос. научн. конф. июль-2003. – Екатеринбург, 2003. – С. 71-75.

65. *Попов М. П., Базина Т. Н.* Кристалломорфология граната с Красноармесского месторождения (Уральские Изумрудные копи) // Вестник Урал. отд. Рос. минерал. общ-ва. – 2004. – № 3. – С. 82-84.

66. *Попов М. П., Жернаков В. И., Золотухин Ф. Ф., Самсонов А. В.* Уральские Изумрудные копи: 2-е изд. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. – 76 с.

67. *Попов М. П., Ерохин Ю. В.* Типоморфные особенности флюорита Мариинского месторождения бериллия (Уральские Изумрудные копи). – Литосфера № 4, 2010. – С. 157-162.

68. *Попов М. П., Бондаренко Н. В., Иванов М. А.* Геолого-структурные обстановки формирования редкометалльного оруденения рудного района «Изумрудные копи» (Средний Урал). В печати.

69. *Попова Е. Н., Попов М. П.* Минеральные парагенезисы александрита и хризоберилла на Уральских изумрудных коях // 12 Всерос. науч. чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. – С. 55-56.

70. *Попов В. С., Ляпунов С. М., Богатов В. И.* Сравнительная геохимия герцинских гранитных пород Урала // Геохимия, 1998. – № 10. – С. 989-1008.

71. *Попов В. С., Богатов В. И., Петрова А. Ю., Беляцкий Б. В.* Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера 2003, № 4. – С. 3-18.

72. *Пронин А. А.* Основные черты тектонического развития Урала. Каледонский цикл // Л.: Наука. ЛО. – 1971. – 131 с.

73. *Пятницкий П. П.* Изумруды, их месторождение и происхождение. – Л-М.: Изд-во Главн. геол.-геодез. упр., 1934. – 48 с.

74. *Рапопорт М. С. и др.* Отчет Белоярского геолого-съемочного отряда по геологическому доизучению за 1970-1974 гг. // Фонды ПГО «Уралгеология». – Свердловск, 1974. – 357 с.

75. *Рудаков А. И., Мещеряков А. Б.* Составление сводного кадастра месторождений и проявлений изумруда Уральской изумрудоносной полосы // Фонды РГУ «Уралкварцсамоцветы». – Екатеринбург, 2001.

76. *Рундквист Д. В., Ерофеев Б. М.* Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. – М., 1981. – 363 с.

77. *Смирнов Л. Н.* Объяснительная записка к геологической карте Уральской изумрудоносной полосы масштаба 1:25000. – Свердловск: Геолфонд ПО «Уралкварцсамоцветы», 1971.

78. *Солодов Н. А.* Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 235 с.

79. *Суставов С. Г., Попов М. П., Огородников В. Н., Хиллер В. В.* Висмутовая минерализация с месторождения редкометальных пегматитов Липовый Лог (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения Минералогического Общества РАН № 11. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С. 89-91.

80. *Томилова Е. В., Попов М. П.* Апацит Уральских Изумрудных копей // Мат-лы Урал. летней минерал. школы. – Екатеринбург, 1999. – С. 338-340.

81. *Успенский Н. М.* Материалы для познания генезиса месторождения Монетной дачи // Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1937. – Т. XI. – Вып. 1. – С. 161-197.

82. *Файзиев А. Р.* Иттрий во флюорите из эндогенных проявлений СССР // Геохимия, 1989. – № 7. – С. 1037-1042.

83. *Файзиев А. Р., Коплус А. В.* Редкие земли во флюорите различного генезиса // Записки ВМО, 1992. – Ч. 121. – № 1. – С. 79-88.

84. *Ферсман А. Е.* Драгоценные и цветные камни СССР. Т. 2. – Л.: Изд-во АН СССР, 1925.

85. *Ферштатер Г. Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера, 2001. – № 1. – С. 62-85.

86. *Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Бородина Н. С., Монтеро П.* Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // Петрология, 1998. – Т. 6. – № 5. – С. 451-477.

87. *Ферштатер Г. Б., Шардакова Г. Ю., Краснобаев А. А., Богомолов Е. С., Бережная Н. Г.* Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст Каменского мигматит-плутона (Средний Урал) // Ежегодник-2006. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 200-205.

88. *Цыганов А. Е., Зубов М. А. и др.* Применение геохимических и геолого-структурных методов при оценке перспектив участков Адуйского рудного поля // Фонды ИМГРЭ. – М., 1984. – 110 с.

89. *Чижев О. Е., Лекух З. В.* О генезисе изумрудов в месторождениях слюдитового типа // Драгоценные и цветные камни. – М.: Наука, 1980. – С. 158-174.

90. *Шерстюк А. И., Кравцова Л. И. и др.* Минералого-петрографические исследования руд и вмещающих пород Малышевского месторождения // Фонды СГИ. – Свердловск, 1970. – 279 с.

91. *Шерстюк А. И.* Слюдитовые комплексы и их классификация // Зап. Всес. мин. общ-ва, 1965. – Сер. 2. – Т. 94. – Вып. 1. – С. 62-70.

92. *Шерстюк А. И.* О последовательности минералообразования при формировании слюдитовых комплексов грейзеновой формации // Тр. института геологии и геохимии, 1970. – Вып. 86. – С. 114-119.

93. *Шерстюк А. И., Кравцова Л. И. и др.* Минералого-петрографические исследования руд и вмещающих пород Малышевского месторождения // Фонды СГИ. – Свердловск, 1970. – 279 с.

94. *Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38. P. 757-775.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	4
Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ И УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ	5
Глава 2. ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО РАЙОНА “УРАЛЬСКАЯ ИЗУМРУДОНОСНАЯ ПОЛОСА”	17
2.1. Геолого-структурная позиция района.....	17
2.2. Генетическая классификация и выделение промышленных типов месторождений в пределах Уральской Изумрудноносной полосы	30
2.3. Краткая характеристика основных месторождений на территории Уральской изумрудноносной полосы	37
Глава 3. РУДНЫЙ КОМПЛЕКС УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ	55
3.1. Слюдитовые комплексы (геологическая позиция, условия формирования, рудоносность).....	55
3.1.1. Изумрудное камнесамоцветное сырьё.....	70
3.1.2. Александрит-хризоберилловая минерализация – как новая рудная формация	78
3.1.3. Фенакитовая минерализации на месторождениях Уральской изумрудноносной полосы	90
3.2. Кварц-плагиоклазовые жилы (геологическая позиция, условия формирования, рудоносность).....	96
3.2.1. Особенности распределения флюоритовой минерализации.....	102

3.2.2. Позднебериллиевая минерализация – потенциальный вид сырья на месторождениях Уральской изумрудоносной полосы....	108
3.3. Редкометальные пегматиты (геологическая позиция, условия формирования, рудоносность)	111
3.3.1. Особенности редкометальной минерализации	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	126
ЛИТЕРАТУРА	127

Научное издание

Михаил Петрович ПОПОВ

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
В ВОСТОЧНОМ ЭКЗОКОНТАКТЕ
АДУЙСКОГО МАССИВА В ПРЕДЕЛАХ
УРАЛЬСКОЙ ИЗУМРУДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Научная монография

Научные редакторы: *В. Н. Огородников, В. И. Жернаков*

Редактор издательства *В. Ю. Козлов*

Компьютерная верстка *Н. Л. Сайгиной*

Фото на обложке образец из коллекции *Дягилева В. М.*

Подписано в печать 20.05.2014 г. Формат 60 × 84 1/16.

Бумага писчая. Печать на ризографе. Гарнитура Times New Roman.

Печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 6,6. Тираж 150. Заказ № 44 .

Издательство УГГУ

620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Уральский государственный горный университет

Отпечатано с оригинал-макета

в лаборатории множительной техники УГГУ