

БОНДАРЕНКО Николай Викторович

Геолого-структурная позиция и генезис чароититов месторождения
«СИРЕНЕВЫЙ КАМЕНЬ»

**Специальность 25.00.11 - геология, поиски, и разведка твердых полезных ископаемых,
минерального сырья**

АВТОРЕФЕАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва 2009

Работа выполнена в Государственном образовательном учреждении высшего профессионального образования Российском государственном геологоразведочном университете имени Серго Орджоникидзе (РГГРУ)

Научные руководители: доктор геолого-минералогических наук, профессор
Верчеба Александр Александрович
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Ежов Сергей Владимирович

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук, профессор
Мельников Евгений Павлович

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Оникиенко Людмила Дмитриевна

Ведущая организация: Федеральное государственное унитарное предприятие ФГУП
«Центрквац»

Защита состоится 24 декабря 2009 г. 13 часов 30 минут на заседании диссертационного совета Д 212.121.04 при Российском государственном геологоразведочном университете (РГГРУ) по адресу: 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, РГГРУ, ауд. 553

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке РГГРУ

Автореферат разослан «23» ноября 2009 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
кандидат геолого-минералогических наук, доцент

Бобков А.И.

Введение Чароит - новый минерал и ювелирно-поделочный камень, главным достоинством которого является яркая фиолетовая и сиреневая окраска разных тонов и оттенков. Камень получил название по реке Чара (крупнейший приток р. Олёкма в бассейне р. Лены в Восточной Сибири) - месту его находки. Чароит по всем показателям отвечает требованиям к ювелирно-поделочным камням I порядка и как новый минерал высоко ценится коллекционерами. На сегодняшний день известно единственное месторождение чароита – «Сиреневый камень», связанное с Мурунским щелочным массивом. Чароитовые породы на этом массиве были обнаружены В.Г. Дитмаром в 1948 году и приняты им за куммингтонитовые сланцы. В дальнейшем В.П. Рогова определила главный фиолетовый минерал этих пород как канасит, а затем обосновала его выделение в качестве самостоятельного минерального вида.

Чароит и сопутствующие ему минералы изучались Акимовым А.П., Борисовым А.Б., Булаком А.Г., Воробьевым Е.И., Добровольской М.Г., Лазебник К.А., Никишовой Л.В., Роговой В.П. и др. Следует отметить, что по ряду причин чароит не удалось выделить в мономинеральном виде, и его кристаллическая структура до конца не расшифрована. Его кристаллохимическая формула соответствует $(K,Na)_5(Ca,Ba,Sr)_8[Si_{12}O_{31}](OH,F) \cdot nH_2O$.

Актуальность исследований. Несмотря на большой объем проведенных за последние два десятилетия исследований, проблема генезиса чароититов продолжает оставаться открытой из-за ряда причин, в частности из-за недостаточности изученности минеральных преобразований пород при формировании чароита и геологического строения месторождения «Сиреневый камень».

Одним из главных вопросов до сих пор остается вопрос генезиса чароитовой минерализации. Существует два полярных мнения, большинство исследователей придерживается метасоматической природы чароититов (Борисов А.Б., Лазебник К.А., Бирюков В.М., и др.), однако существуют сторонники магматического происхождения чароитсодержащих пород (Алексеев Ю.А., Владыкин Н.В., и др.). Автор придерживается метасоматической природы образования чароитсодержащих пород и в данной работе увязывает минеральные преобразования с составом вмещающих пород и в целом с геологическим строением месторождения «Сиреневый камень».

Комплексный минералогический, петролого-геохимический и геолого-структурный подход представляется наиболее оправданным при решении вопросов, связанных с генезисом, минеральными ассоциациями и распространенностью чароититов. Данное направление исследований актуально, так как позволяет минералогическую, петролого-геохимическую информацию рассматривать с точки зрения структуры месторождения.

Представленная работа служит дополнением и частично обобщением огромного накопленного материала по минералогии, геохимии и геологии месторождения «Сиреневый камень».

Цели и задачи работы. Цель работы - выявить наиболее благоприятные геологические обстановки формирования метасоматических пород с большим содержанием чароита на основе разработки принципов минералогического картирования метасоматических комплексов.

Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие основные задачи:

1. Комплексное изучение, оценка минерального состава и особенности проявления чароититов в связи с геолого-структурной эволюцией Мурунского массива и вмещающих пород.

2. Провести детальное минералого-петрографическое исследование коллекции чароитсодержащих и вмещающих пород различных участков месторождения «Сиреневый камень»: Грозовой, Старый, Новый - II, Ажимовский, Андреевский, Туманный, Якутский, Водораздельный и Магистральный.

3. Увязать изменение минерального состава и текстурно-структурные особенности чароититов с составом первичных пород на геологической основе масштаба 1:10000 на примере участков Ажимовский, Грозовой, Андреевский и Водораздельный.

4. Составить общую схему тектонической эволюции структуры месторождения «Сиреневый камень».

5. Выявить особенности образования чароитсодержащих метасоматитов зоны обрамления Мурунского массива на основе геолого-структурных, минералого-геохимических петрографических данных.

Фактический материал и методы исследований. В основу работы положены следующие материалы:

1) Детальная документация керна более 90 скважин с общим погонным метражом 6500 м, пробуренных на поисково-оценочной стадии работ;

2) Геологическая документация 30 естественных обнажений и канав;

3) Дешифрирование АФС масштаба 1:33000;

4) Результаты изучения минералогического и петрографического состава чароитсодержащих и первичных пород месторождения «Сиреневый камень»;

5) Результаты 110 микронзондовских анализов чароита и сосуществующих с ним минеральных фаз.

Каменный материал был собран автором при проведении полевых работ на месторождения «Сиреневый камень» в 1989-1996 гг. Полученный материал характеризует основные и самые крупные участки проявления чароитовой минерализации на месторождении «Сиреневый камень»: Старый, Грозовой, Андреевский, Ажимовский, Туманный, Новый-II, Водораздельный, Магистральный и Якутский. Так же использовались материалы коллекции чароитовых пород минералогического музея РГГРУ. Всего детально изучено более 500 образцов чароититов и около 130 образцов боковых пород. Под микроскопом просмотрено более 150 простых прозрачно-полированных шлифов и более 650 полированных аншлифов исследуемых пород. На основе документации керна скважин отстроены геологические разрезы по участкам: Грозовой, Андреевский, Ажимовский, Якутский, Водораздельный. По материалам дешифрирования АФС и документации керна скважин составлена схема дизъюнктивных нарушений месторождения «Сиреневый камень» масштаба 1:50000.

Научная новизна работы. В результате обработки фактического материала, собранного лично автором, и обобщения опубликованных ранее результатов исследований по минералогии, геохимии и петрологии чароититов получены следующие принципиально новые результаты:

1. Выявлены новые взаимосвязи текстурно-структурных особенностей и минерального состава ассоциаций чароитсодержащих метасоматитов месторождения «Сиреневый камень» с составом и особенностями геологического строения вмещающих пород.

2. Доказано, что месторождение «Сиреневый камень» приурочено к зоне сопряжения Маломурунской и Дагалдынской структур центрального типа (СЦТ) с наиболее крупным тектоническим нарушением - Атбастах-Торгойской дизъюнктивной системой.

3. Впервые установлена на основании совокупности минералогических, петрографических, геохимических и геологических данных непрерывность формирования метасоматического комплекса пород на месторождении «Сиреневый камень», в котором чароит является неотъемлемой частью и характеризуется метасоматической и метасоматически-гидротермальной природой.

Практическая значимость.

1. Выявленные критерии проявления минеральных ассоциаций чароитсодержащих и вмещающих пород, их текстурно-структурные особенности позволяют проводить минералогическое картирование метасоматитов месторождения «Сиреневый камень» с целью выделения перспективных участков на скрытое оруденение.

2. Анализ совокупных геологических данных предопределяет локализацию чароитовой минерализации вдоль Атбастах-Торгойской дизъюнктивной системы в месте сочленения двух крупных морфоструктур: Маломурунской и Дагалдынской.

3. Зависимость минеральных ассоциаций, их текстурно-структурных особенностей не только от состава флюида, но и от состава первичных пород, позволяет в процессе разведочных работ прогнозировать содержание чароита, его количество и качество.

Апробация работы и публикации. Основные положения работы излагались в докладах автора на VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о земле» М. РГГРУ, 2008, конференции «Молодые науки о земле». М. РГГРУ, 2008, IX Международной конференции «Новые идеи в науках о земле» М. РГГРУ, 2009. По теме диссертации опубликовано 2 статьи и 3 тезиса докладов.

Благодарности. Диссертация выполнена на кафедре минералогии, геохимии и петрологии РГГРУ под руководством докторов геолого-минералогических наук, профессоров А.А. Верчебы и С.В. Ежова, которым автор выражает искреннюю благодарность за постоянное внимание, поддержку и ценные советы при выполнении данной работы.

Автор благодарен за содействие и помощь в сборе полевых материалов В.Е. Шпанову, Ю.В. Юдину, Н.И. Зернину и Ю.В. Иванову М.А., с которыми проведены полевые сезоны 1989-1996 гг. За существенную помощь и поддержку в написании и оформлении работы автор выражает сердечную благодарность сотрудникам кафедры минералогии, геохимии и петрологии РГГРУ - доктору геолого-минералогических наук профессору Б.И. Пирогову, кандидатам геолого-минералогических наук профессору Е.Н. Завьялову, доценту И.В. Максимовой, ст. преподавателю Б.Б. Шкурскому и В.А. Утенкову. Отдельную благодарность автор выражает аналитику М.А. Иванову. Исключительную помощь оказала в оформлении работы инженер кафедры минералогии, геохимии и петрологии РГГРУ И.А. Гвоздева, которой автор выражает свою глубокую признательность.

Объем и структура диссертации. Диссертационная работа объемом 150 страницы, состоит из введения, четырех глав и заключения. В ней содержится 36 рисунка, 2 таблицы и 6 графических приложений. Список используемой литературы в количестве 52 наименований прилагается.

Основное содержание работы. Геологическое строение, минералогия и петрология Мурунского массива щелочных пород и метасоматитов зоны экзоконтакта освещены в трудах ряда ученых. В основу настоящего исследования положены работы, освещающие геологическое строение, особенности вещественного состава метасоматически изменённых пород, структурно-тектонический контроль оруденения и генезис месторождения чароита «Сиреневый камень».

Наиболее важные сведения, положенные в основу диссертации, почерпнуты из трудов: В.П. Роговой, Е.И. Воробьева, М.П. Орловой, А.Б. Борисова, М.Д. Евдокимова, Г.В. Дитмара, К.А. Лазебник, Ю.Д. Лазебник, В.М. Бирюкова и Н.В. Бердникова и многих других. В диссертации использованы многие работы советских и российских исследователей, в тексте сделаны необходимые ссылки на использованные издания.

Глава 1. «ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ». Чароит - новый минерал и ювелирно-поделочный камень, главным достоинством которого является яркая фиолетовая и сиреневая окраска разных тонов и оттенков. Камень получил название по реке Чара (крупнейший приток р. Олёкма в бассейне р. Лены в Восточной Сибири) - месту его находки. Чароит по всем показателям отвечает требованиям к ювелирно-поделочным камням I порядка и как новый минерал высоко ценится коллекционерами. На сегодняшний день известно единственное месторождение чароита – «Сиреневый камень», связанное с Мурунским щелочным массивом.

Следует отметить, что по ряду причин чароит не удается выделить в мономинеральном виде, и его кристаллическая структура до конца не расшифрована. Его кристаллохимическая формула соответствует $(K,Na)_5(Ca,Ba,Sr)_8[Si_{12}O_{31}](OH,F) \cdot nH_2O$.

Одним из главных вопросов до сих пор остается вопрос генезиса чароитовой минерализации. На эту проблему существует два полярных мнения: большинство исследователей придерживается метасоматической природы чароититов, однако, существуют сторонники и магматического их происхождения. С пониманием природы камня связаны возможности расширения наших представлений о его поисках и качестве, как ювелирно-поделочного сырья.

Глава 2. «ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА». В строении региона выделяются два структурных яруса: нижний - доплатформенный и верхний - платформенный. Первый этаж сложен архейскими метаморфитами - биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболовыми кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами и магнетитовыми кварцитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (PR_1). В строении верхнего этажа участвуют протерозойско-раннепалеозойские карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения осадочного чехла Сибирской платформы (PR_{2sn} - PR_{2jd+tr}).

В мезозойскую эпоху тектоно-магматической активизации происходило внедрение щелочных пород, контролируемое системами глубинных долгоживущих разломов: Атбастах-Торгойской северо-восточного простирания и Кеме-Кебектинской северо-западного простирания систем разломов. К узлу их пересечения тяготеют наиболее крупные в ареале интрузии: Большемурунская, Маломурунская и Дагалдынская, которые вместе с сопровождающими их сателлитами, некками, эффузивными и субвулканическими породами (силы, дайки, диатремы) и полями щелочных метасоматитов составляют собственно Мурунский вещественно-структурный комплекс.

Таким образом, для мурунского комплекса, прежде всего, характерно наличие блоковых и разноярусных структур, в пределах которых проявлены разновозрастные магматические фазы. Последующие фазы в значительной мере трансформируют предыдущие и фиксируются по наличию многостадийных полиминеральных преобразований, особенно интенсивных в пограничной области всех трех основных частей-блоков единого комплекса.

Глава 3. «ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРОИТСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ МУРУНСКОГО ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА».

Тектоно-магматическая активизация способствовала образованию многочисленных хорошо проницаемых участков, максимально проявленных в месте сочленения Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской систем разломов с кольцевыми структурами центрального типа, сформированных в результате внедрения щелочных интрузивов. Участки повышенной проницаемости фиксируются зонами милонитизации. Подобная ситуация реализуется на участке, ограниченном южным и юго-восточным экзоконтактами Маломурунского массива и северо-западным экзоконтактом Дагалдынского массива, совпадая полностью с зоной распространения чароитсодержащих парагенезисов.

Из геологического строения Мурунского массива следует, что тектонические воздействия распространялись в основном на первично-осадочные породы протерозойского возраста: кварциты, мраморированные доломиты, аргиллиты и алевролиты, а так же, поскольку тектонические зоны постоянно обновлялись, наиболее ранние продукты дифференциации мурунского щелочного комплекса. В зависимости от состава пород, попавших в зону перетирания, из-за различия их физико-механических свойств формировались милониты с различными составами, структурами и текстурами. Данные тектонические фрагменты являются зонами повышенной проницаемости и служат местом разгрузки флюидов, связанных мурунским щелочным магматическим комплексом.

Таким образом, генезис чароитсодержащих метасоматитов рассматривается как совокупность геологической структуры, петрохимической эволюции мурунского щелочного комплекса и специфичности вмещающих пород.

Взаимосвязь метасоматитов с мурунским щелочным комплексом проявляется в сходстве основных черт химизма рудообразующего флюида с петрохимическими

особенностями магматических пород мурунского массива, все породы которого характеризуются исключительно высоким потенциалом щелочей, в основном K_2O , однако, отмечается возрастающая роль Na_2O на заключительных этапах магматической активности. Щелочной тренд эволюции всего магматического щелочного комплекса - его отличительная особенность, которая в полной мере проявляется в генетически связанных с ним метасоматитах. Второй отличительной особенностью является относительно высокий химический потенциал BaO и SrO на всех стадиях эволюционного процесса, который так же проявлен в полной мере во всех метасоматитах, включая чароитовые.

Специфика рудообразующего флюида выражается, прежде всего, в минеральном составе образованных метасоматитов, где перечисленные элементы присутствуют либо в собственных фазах, либо в виде изоморфных примесей.

Таким образом, метасоматиты зоны экзоконтакта мурунского магматического комплекса являются продуктом взаимодействия первичного флюида с породами обрамляющей рамы. При этом процессе непрерывность формирования метасоматитов месторождения «Сиреневый камень» отражается на эволюции состава рудообразующего флюида. Эволюция протекает на фоне падения температуры флюида по мере удаления от эпицентра распространения, что в свою очередь выражено в закономерном изменении составов минералов чароитовых парагенезисов.

Составы сосуществующих минералов из чароитовых парагенезисов (чароита, Крихтерита, токкоита и тинаксита) свидетельствуют об общей направленности химизма среды при процессах минералообразования. Наиболее информативными элементами, отражающими направленность эволюции рудообразующего флюида, являются щелочи K и Na , а так же Ca , содержащиеся в значительных количествах в первичных терригенно-карбонатных породах рамы.

Химические тенденции формирования чароитовых парагенезисов обусловлены влиянием двух факторов: литологического и тектонического.

Роль вещественного состава исходного субстрата может быть объяснена со ставших уже традиционными позиций кислотно-основного взаимодействия, по Д.С.Коржинскому

Влияние тектоники на тенденции химизма понятны, если сравнивать разные тектонические образования с энергетических позиций, поскольку всякая деформация характеризуется вначале (до достижения предела прочности) нарастанием напряжений, а затем - постепенным или относительно быстрым снятием.

Период накопления внутренних напряжений, когда происходит возрастание общего энергетического потенциала породы, благоприятен для кристаллизации минералов, обогащенных базификатными элементами (Ba , Mg , Ca , Al), с образованием соответствующих текстурных разновидностей чароитов. При снятии напряжений происходит уменьшение энергетического потенциала, что благоприятно для образования контрастной прожилковой и инъекционной минерализации. Таким образом, по сравнению с исходными вмещающими породами, первые обладают значительно большей величиной свободной энергии на единицу объема, а вторые - существенно меньшей.

Очевидно, что если нарастание и снятие напряжений осуществляется путем преимущественно пластических деформаций (т.е. тектонопластиты), 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 (т.е. тектонокластиты), 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 (т.е. тектонобласты), перераспределение кварца и общее уменьшение кремнекислотности твердой фазы.

Таким образом, характер тектонических структур влияет на состав и парагенезисы метасоматитов, прежде всего, в той степени, в какой он определяет давление флюидной фазы в процессе кристаллизации. Исходя из этого, для каждой стадии характерны общие реакции образования чароитовых парагенезисов, которые определяются составом исходного субстрата и физико-химическими параметрами флюида.

Глава 4 «ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧАРОИТА «СИРЕНЕВЫЙ КАМЕНЬ» посвящена геологическому строению, особенностям вещественного состава и условиям образования оруденения участков «Андреевский», «Грозовой», «Ажимовский» и «Водораздельный», как наиболее представительным фрагментам мурунского структурно-вещественного комплекса.

Основные научные положения.

Первое защищаемое положение. Установлены закономерности размещения промышленных образований чароита и чароитсодержащих пород в пределах Мурунского вещественно-структурного комплекса (ВСК). В его пределах чароитсодержащие породы месторождения «Сиреневый камень» избирательно приурочены к участкам пересечения Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской тектонических зон с Маломурунской и Дагалдынской кольцевыми структурами центрального типа (СЦТ), сформированными в период мезозойской тектономагматической активизации (ТМА).

Второе защищаемое положение. Особенности проявления мезозойской тектономагматической активизации и геологическое развитие щелочного магматизма в пределах Мурунского вещественно-структурного комплекса определяет последовательность формирования метасоматической зональности вмещающих продуктивных пород. В зональности метасоматитов проявлены: раннеметасоматическая стадия, метасоматическая стадия, (фенитовая подстадия - чароитовая подстадия -- рихтеритовая подстадия), гидротермально-метасоматическая стадия (позднечароитовая и торголитовая подстадии).

Третье защищаемое положение. Минеральный состав, текстурно-структурные особенности чароититов, определяющие их промышленную и эстетическую ценность, формируются в специфичных природных физико-химических условиях и рассматриваются как продукт петрохимической эволюции щелочной магмы Мурунского вещественно-структурного комплекса. Завершение этапов развития щелочного магматизма и полное проявление всех стадий метасоматоза приводит к формированию продуктивной минерализации чароититов.

Обоснование защищаемых положений.

Первое защищаемое положение. Мурунский магматический комплекс приурочен к пересечению двух тектонических зон архейско-протерозойского заложения, обновленных в мезозое: Кеме-Кебектинской – северо-западного и Атбастах-Торгойской – северо-восточного простираний (рис.1). Аз. пр. этих зон подчеркиваются направлениями повышенной трещиноватости архейско-протерозойских отложений с останцами кембрийских карбонатных пород, обрамляющих Мурунский магматический ареал (рис. 2). Данные тектонические структуры представлены сериями сближенных субпараллельных швов, по простиранию совпадающих с общим направлением тектонических зон, каждый из которых прослеживается на расстояние 5–10 до 15–20 км. На всем протяжении Кеме-Кебектинской системы интенсивно проявлены дифференциальные подвижки с явлениями брекчирования и пластическими деформациями; вдоль северо-восточной Атбастах-Торгойской системы разломов отмечаются малоамплитудные взбросо-сдвиговые дифференциальные блоковые перемещения северо-западного направления (Бирюков В.М, Орлова М.П. и др.)

Большинство исследователей сходятся во мнении о приуроченности интенсивной чароитовой минерализации именно к участкам пересечения этих зон разломов. Однако в современном рельефе района наблюдаются различные по морфологии и размерам структуры центрального типа (СЦТ), сформировавшиеся в результате внедрения в мезозое щелочных интрузий (рис. 3).

Большемурунская купольная СЦТ (диаметр ≈ 8 км) приурочена к одному из швов Атбастах-Торгойской дизъюнктивной системы. Центральную часть морфоструктуры

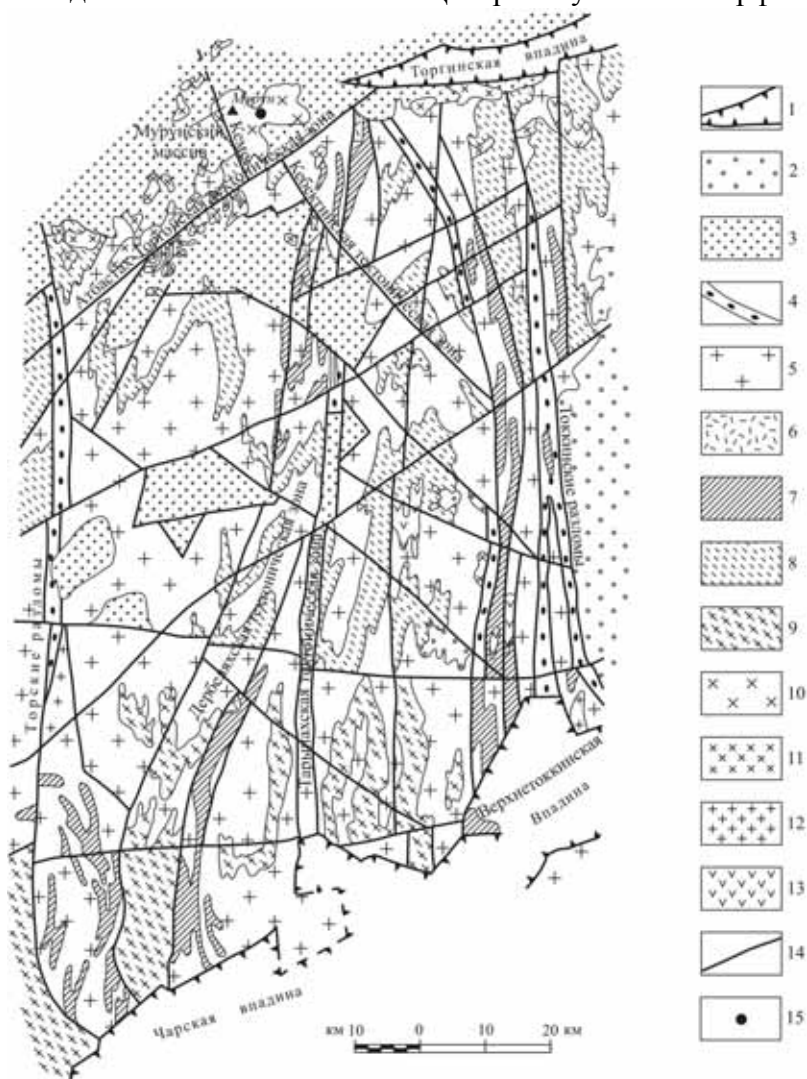


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Чаро-Токкинского района (по Кудрявцевой Г.П., 1982 г.).

образует Большемурунский пуласкитовый массив куполообразной формы. В плане он вытянут в северо-западном направлении и имеет размеры 3×7 км. Вмещающие верхнепротерозойские песчаники, периклинально падающие от центра массива под углами $15-30^\circ$, подчеркивают его куполообразность. В периферической зоне СЦТ наблюдаются многочисленные выходы пластовых тел пуласкит-порфиров. ЮВ часть СЦТ нарушена блоковыми перемещениями по разломам северо-восточного простирания. На юго-востоке с Большемурунской морфоструктурной граничит сложно построенная Дагалдынская СЦТ, центральная часть которой приурочена к наиболее крупному в ареале разлому Атбастах-Торгойской дизъюнктивной системы. Диаметр изометричной Дагалдынской СЦТ составляет 4-6 км. Во внутренней части структуры расположен конформно изогнутый в плане хребет, сложенный интрузивными щелочными породами. Центральная часть морфоструктуры выделяется обширным понижением, вытянутым в северо-восточном направлении согласно простиранию линеамента Атбастах-Торгойской системы. Периферия СЦТ проявляется в

виде прерывистой цепи гряд и валов, опоясывающих внутренний хребет. К зоне приурочены поля развития фенитов (южный экзоконтакт массива), дайки шонкинит-порфиров (северо-восточный экзоконтакт). Южная часть Дагалдынской СЦТ осложнена дочерними купольными морфоструктурами, отвечающими, вероятно, сателлитам массива, не вскрытым эрозией. В зоне контакта Дагалдынской и Большемурунской СЦТ развиты купольно-кольцевые морфоструктуры более низких порядков.

Наиболее сложное строение обнаруживает Маломурунская СЦТ (12×8 км), расположенная на пересечении Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской систем разломов. Внутреннюю часть морфоструктуры занимает щелочной эффузивно-интрузивный Маломурунский массив (11×4,5 км), удлинённый и суженный к северо-востоку. Рельеф массива сложнорасчленённый, в орографии его нашли отражение элементы нескольких купольных, неполно-кольцевых и купольно-кольцевых структур разных порядков, нарушенных многочисленными блоковыми перемещениями по разломам. Внешняя часть наиболее четко выражена в рельефе западного и южного обрамления массива. Ее концентры фиксируются дугowymi элементами гряд и речной сети. Здесь отмечаются многочисленные проявления субвулканических щелочных пород, поля развития щелочных метасоматитов, в том числе содержащих чароититы.

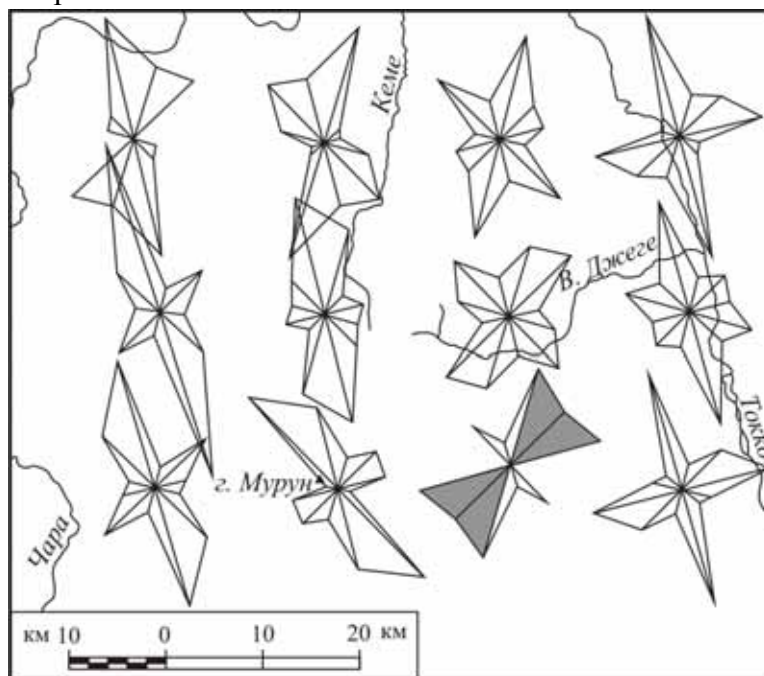


Рис.2. Роза-диаграмма трещиноватости пород, обрамляющих Мурунский магматический комплекс.

Таким образом, становление Мурунского магматического комплекса происходило, по-видимому, в условиях высокой тектонической активности. Формирование структуры было поэтапным. На первом этапе, в архее-протерозое заложились Кеме-Кебектинская и Атбастах-Торгойская тектонические зоны, далее они подновились в мезозое. На завершающем этапе формировались купольные СЦТ в результате внедрения щелочной магмы с развитием локальных надвигов вдоль разломов, оперяющих Кеме-Кебектинскую и Атбастах-Торгойскую зоны. Все это способствовало образованию многочисленных хорошо пронизываемых участков, максимально проявленных в месте сочленения Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской систем разломов с кольцевыми структурами центрального типа. В пределах Мурунского ареала подобная тектоническая обстановка реализуется на участке, ограниченном Ю и ЮВ экзоконтактами Маломурунского массива и СЗ экзоконтактом Дагалдынского массива. Поле распространения чароитсодержащих метасоматитов локализовано в тектонически раздробленных блоках верхнепротерозойских пород, осложненных многочисленными нарушениями различного простираения – структура «битой тарелки» (рис 3).

Геолого-структурная позиция месторождения объясняет существенные различия в элементах залегания чароитов. Необходимо отметить, что речь идет о доминирующих элементах залегания чароитсодержащих метасоматитов, в пределах отдельных участков чароитовой минерализации и даже отдельных тел элементы залегания могут существенно изменяться. Фактическим материалом для выделения преимущественных элементов залегания послужила детальная документация керна разведочных и структурных скважин (уч-ки Грозовой, Якутский, Северный, Коренной, Водораздельный, Новый II, Магистральный, Огневое-1 и 2) и документация коренных обнажений и стенок карьеров (уч-ки Старый, Ажимовский, Андреевский, Новый-I, Гольцовый и Туманный). Группы участков, расположенные в разных частях месторождения и испытывавшие влияние разных тектонических структур:

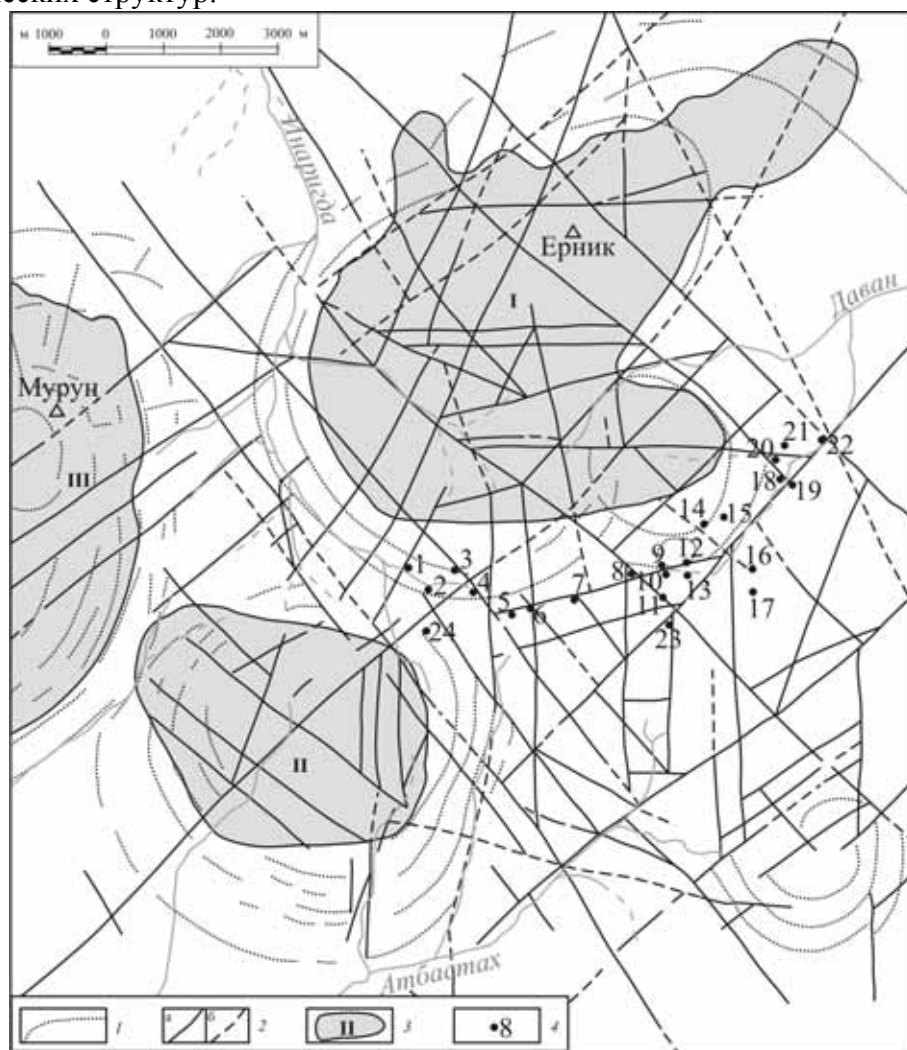


Рис. 3 Схема морфоструктур и дизъюнктивных нарушений Мурунского магматического ареала (Борисов и др.)

1. На СВ фланге месторождения (Новый-I и II, Заложник, Русловой, Подснежник, Магистральный, Приречный и Огневое-1, 2) влияла Атбастах-Торгойская система разломов и кольцевых структур второго порядка Маломурунской СЦТ и в меньшей степени Кеме-Кебектинская система. Результат сопряжения этих структур – доминирующий ЮВ Аз.Пд. чароитов с локальными изменениями Аз.Пд. на ЮЗ и З. Углы падения 5–10°.

2. СЗ фланг месторождения (Студенческий, Таборный, Московский и Старый), характеризующийся Аз.Пд чароитовых пород ЮЗ направления с частными изменениями

на ЮВ и В и сменой углов падения с 10–15° на 30–40°, испытывал влияние в основном Кеме-Кебектинской зоны разломов в совокупности со структурами Маломурунской СЦТ и в менее значительной степени – Атбастах-Торгойской.

3. Для центральной части месторождения (Грозовой, Андреевский, Якутский, Коренной) характерны преимущественные Аз.Пд. Ю направления с углами падения 20–50°, с локальными изменениями направлений Аз.Пд. на С, СВ и В, при которых наблюдается изменчивость углов падения от 5 до 80°. Тектоническое строение этой части месторождения наиболее сложное, поскольку здесь наблюдается сочленение всех структур, контролирующих чароитсодержащие метасоматиты. Наравне с Маломурунской СЦТ, наблюдается влияние Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской дизъюнктивных систем и в меньшей степени дочерних купольных структур Дагалдынской СЦТ. Большая плотность тектонических нарушений различного заложения привела здесь к возникновению наиболее проницаемых зон, и, как следствие, наибольшей вариации локальных изменений элементов залегания чароититов. Уч-ки месторождения, относящиеся к ЮЗ флангу (Ажимовский, Туманный) и ЮВ части (Водораздельный, Восточный, Подснежник, Девичий), существенно отличаются доминирующими элементами залегания чароитовых метасоматитов от чароититов, расположенных в зоне экзоконтакта Маломурунского массива.

4. Участки Ажимовский и Туманный (ЮЗ фланг) представляют собой останец кровли Маломурунского массива, сложенный мраморизованными доломитами и аргиллитами, интенсивно раздробленный блоковыми перемещениями вдоль Кеме-Кебектинской системы разломов, с заметным влиянием дочерних купольных структур Дагалдынской СЦТ. Результат сочленения этих тектонических нарушений – СВ Аз.Пд. и углы падения 5–10°, при этом локальных изменений элементов залегания не отмечается.

5. Участки второго фрагмента (Водораздельный, Восточный, Гольцовый, Девичий) юго-восточного фланга приурочены к местам сочленения купольно-кольцевой морфоструктуры, расположенной на В фланге Маломурунской СЦТ, отвечающей, вероятно, сателлиту массива, не вскрытому эрозией, с СЗ и СВ системами разломов. Элементы залегания чароититов различны, доминирующее значение Аз.Пд. отсутствует. В целом для всех четырех участков характерны резкие смены Аз.Пд. и углов падения чароититов.

Тектонические нарушения, контролирующие размещение метасоматитов, отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках. На местности и в керне скважин участки повышенной проницаемости фиксируются зонами милонитизации.

Второе защищаемое положение. Становление Мурунского комплекса происходило в условиях высокой тектонической активности, с поэтапным формированием структуры: заложение в архее-протерозое Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской тектонических зон, с подновлением их в мезозое, и последующее внедрение щелочной магмы с развитием локальных надвигов вдоль разломов, оперяющих отмеченные выше тектонические зоны (Акимов А.П., Воробьев В.П. и др.).

Подобная тектоно-магматическая обстановка способствовала образованию многочисленных хорошо проницаемых участков, максимально проявленных в месте сочленения Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской систем разломов с кольцевыми структурами центрального типа, сформированных в результате внедрения щелочных интрузий. На естественных обнажениях и в керне скважин участки повышенной проницаемости фиксируются зонами милонитизации с интенсивной минерализацией глаукофана и апофиллита. В пределах Мурунского ареала подобная ситуация реализуется на участке, ограниченном Ю и ЮВ экзоконтактами Маломурунского массива и СЗ экзоконтактом Дагалдынского массива, совпадая полностью с зоной распространения чароитсодержащих парагенезисов.

Милониты – типичный продукт дислокационного метаморфизма, проявляющегося в зонах разрывных нарушений разных порядков. Развитию милонитов способствовали неоднократные и разнонаправленные движения по поверхностям нарушений, особенно по надвигам и взбросам. Для милонитов характерны полосчатые текстуры, расслоенность и

флюидалность, при крайней степени развальцевания возникают микрополосчатые ультрамилониты, иногда афонитового облика. (М.Д. Евдокимов, М.П. Орлова и др.).

Геологическое строение Мурунского ареала показывает, что тектонические воздействия распространялись в основном на первично-осадочные породы протерозойского возраста: кварциты, мраморированные доломиты, аргиллиты и алевролиты. Поскольку тектонические зоны постоянно обновлялись, наиболее ранние продукты дифференциации мурунского щелочного комплекса, К-мафитами фации даек: биотит-авгитовые минетты, шонкинит-порфиры, псевдолейцитовые порфиры, также подвергались процессам милонитизации. В зависимости от состава пород, попавших в зону перетирания, из-за различия их физико-механических свойств формировались милониты с различными составами, структурами и текстурами. Данные тектонические фрагменты являются зонами повышенной проницаемости и служат местом разгрузки флюидов, связанных мурунским щелочным магматическим комплексом. Измельчение первичных пород до тонкой фракции при перетирании служит дополнительным фактором для развития метасоматитов, в том числе чароитсодержащих, с наследованием структур, текстур и частично минерального состава первичных пород. Т.о., генезис чароитсодержащих метасоматитов следует рассматривать как совокупность геологической структуры, эволюции мурунского щелочного комплекса и специфичности вмещающих пород.

Поскольку в зоны перетирания попадают различные по составу породы, то на минеральный состав, структуру и текстуру чароититов влияли следующие факторы: степень дезинтеграции исходной породы, ее вещественный состав, а также физико-химические параметры флюида. Изучение чароитовых интервалов в керне скважин уч-ков Грозовой, Андреевский, Ажимовский и Водораздельный показало наличие ксенолитов боковых пород разной степени измененности. Часто встречаются аргиллиты и биотит-авгитовые минетты, мраморированные доломиты, шонкинит-порфиры, псевдолейцитовые порфиры эпизодически, кварциты в виде ксенолитов отсутствуют.

Анализ геологического строения месторождения «Сиреневый камень» показывает, что распространенность пород неодинакова. Среди первично-осадочных пород протерозойского возраста наиболее распространены кварциты и мраморированные доломиты 50-60%, аргиллиты и алевролиты составляют не более 30-40% от всего объема пород. Калиевые мафиты фации даек (биотит-авгитовые минетты, шонкинит-порфиры, псевдолейцитовые порфиры) встречаются примерно в одинаковых процентных соотношениях (около 10% от объема), но крайне неравномерно по площади.

Распространенность пород в зоне экзоконтакта Мурунского щелочного массива, частота встречаемости ксенолитов и сравнительная характеристика окружающих их чароититов позволяют выделить три группы пород, различающихся способностью к дезинтеграции в зонах перетирания из-за различий физико-механических свойств:

1. Тектонобластит. Процесс формирования этих пород сопровождается интенсивной перекристаллизацией, частичным выносом и привносом компонентов. В подобных образованиях развиты такие текстурные особенности чароититов, как сланцеватость, плейчатость и слоистость. Характерной чертой чароитсодержащих метасоматитов, развивающихся по этому типу тектонитов, является обилие овализованного ортоклаза, по нашим оценкам его количество 10-90% от объема породы (рис. 4). Количество ортоклаза определяется в основном не содержанием его в первичных породах, а их долей участия в процессе формирования милонитизированных зон. Поскольку исходные породы, содержащие большое количество КПШ, образуют незначительные по размерам (метры) объекты, но распространенные, то чароититы, развитые по тектонобластитам, присутствуют на всех участках месторождения, но всегда фрагментарно.

Распространенность чароититов этого типа объясняется также поведением КПШ (ортоклаза) при процессах тектоногенеза, т.е. закатыванием и укрупнением, с образованием бластопорфировых вкрапленников (рис.4). Особенности дальнейшей метасоматической проработки (К-специфика флюида) обеспечивает их сохранностью на протяжении всего

процесса формирования метасоматического комплекса. Большинство изученных зерен ортоклаза обладают зональностью, центральная часть бластопорфиров, - как правило, чистый ортоклаз, периферия зерен представлена ортоклазом с прорастанием иголочек тонкокристаллического чароита. Подобное строение свидетельствует о том, что бластогенез ортоклаза начинался до кристаллизации чароита и продолжался, по крайней мере, в течение периода образования его ранних генераций. Особенности выделений чароита, заключенных в ортоклаз, следующие: изменение ориентировки, иногда пластические деформации тонкоигольчатых кристаллов, закономерное увеличение их количества в краевых частях зерен, а также плавный переход к чароититам основной массы с изменением текстуры на волокнистые, слоистые, плейчатые и др., обволакивающие зерна ортоклаза. Вышеперечисленные закономерности свидетельствуют о начале образования чароита в условиях повышенной тектонической активности и непрерывности образования его разных генераций на различных стадиях формирования метасоматических пород Мурунского массива, по шонкиниту-порфирам и псевдолейцитовым порфирам, а также по ранее сформированным фенитам.

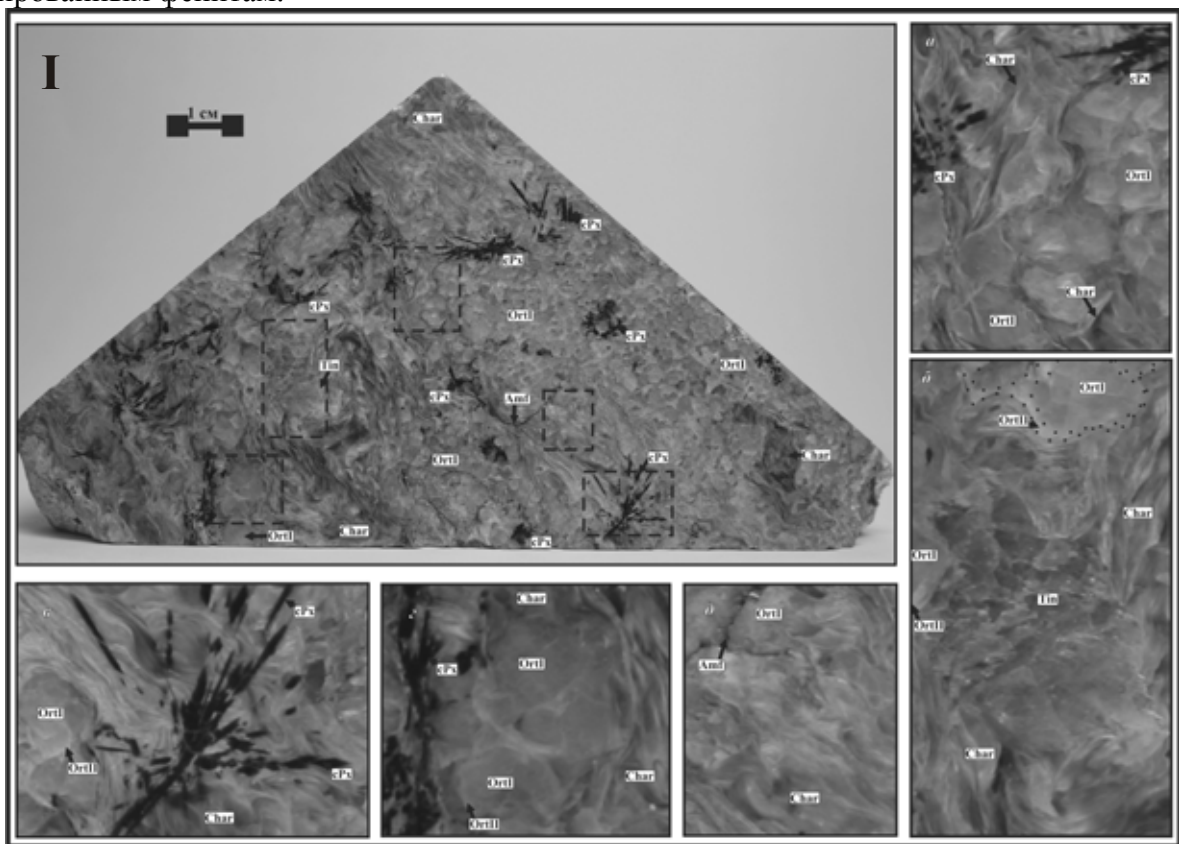


Рис. 4. Тектонобластит. Порода образовывалась по милонитам из ранее сформированных фенитов пироксен-ортоклазового состава с крупными вкрапленниками тинаксита и радиально-лучистым клинопироксеном. На рисунке: Char - чароит, Amf - амфибол, (К-рихтеритового состава), cPx - клинопироксен эгирин-геденбергитового состава, Tin - тинаксит, Ort - ортоклаз (ранней генерации I и поздней генерации II). Области детализации: а) взаимоотношения ортоклаза (Ort) и сланцеватого чароита (Char). Видно, что ранний ортоклаз (OrtI) катаклазирован и частично залечен поздним чароитом (Char) и чароит-ортоклазовым агрегатом. б) кристалл тинаксита (Tin). Поздний слоистый чароит (Char) обтекает порфировое выделение тинаксита (Tin) и зональные зерна ортоклаза (Ort), на которых видно, прорастание чароита в краевых, более поздних частях вкрапленников (Ort II). в) взаимоотношения ортоклаза (Ort), сланцеватого чароита (Char) и радиально-лучистого клинопироксена (cPx). Ранний ортоклаз (OrtI) в центральных частях зерен, по краям развит (Ort II), между зёрнами регенеративная зона из чароит-ортоклазового агрегата. Взаимоотношения радиально-лучистого клинопироксена (cPx) и плейчатого чароита (Char) показывает его более позднее образование. г) зональные зерна ортоклаза (Ort). Ранний ортоклаз (OrtI) расположен в центральных частях, по периферии развит поздний ортоклаз (Ort II), образованный в процессе бластогенеза. Зёрна ортоклаза (OrtI + OrtII) катаклазированы и залечены инъекционным чароитом (Char) поздней генерации. д) взаимоотношения ортоклаза (Ort) и сланцеватого чароита (Char). Видно, что ранний ортоклаз (OrtI) имеет

подъеденные края и регенеративную краевую зону из чароит-ортоклазового агрегата, в котором по границам зерен развивается поздний амфибол (Amf).

2.Тектонокластит. Формирование тектонокластитов происходило с разрывами сплошности деформируемых пород. Для этого типа милонитов характерно дифференциальное течение обломочного материала по зонам дробления с образованием рыхлых или сцементированных скоплений. Цементация материала не связана с тектоническими процессами, а является результатом более позднего метасоматического процесса минералообразования. Образования этого типа характеризуются текстурами чароитовых пород: очковой, линзовидной, инъекционной и желвакообразной, в случае большого количества ортоклаза может отмечаться шпироподобная текстура (рис. 5).

Ксенолиты исходных пород из чароититов, развитых по тектонокластитам, достаточно сильно изменены, масштабы их измененности зависят от степени дезинтеграции, глубины метасоматической проработки, их первоначального вещественного состава. Размеры ксеногенного материала варьируются в широких пределах от первых метров до долей сантиметров, но, как правило, от 1-2 до 10-15 см. Форма выделения ксенолитов различная: округлая, неправильная, будиноподобная, вытянутая и др., во всех случаях краевые части ксеногенного материала сглажены (рис. 5).

Первичные породы в виде ксенолитов представляют собой практически полностью замещенный агрегат с реликтами минералов из первичных парагенезисов. Состав агрегатов пироксеновый, ортоклаз-пироксеновый, амфибол-пироксеновый, амфибол-ортоклаз-пироксеновый. Пироксен представлен эгирин-геденбергитом, амфибол-К-рихтеритом с повышенным содержанием Ti, ортоклаз с аномальными содержаниями Ba и Sr и карбонат-кальцитом, с большим содержанием Sr. Минеральные ассоциации замещенных ксенолитов и степень их проработки зависят от удаленности минерализованной зоны к источнику флюида, т.е. от контактов Маломурунского и Дагалдынского массивов щелочных пород и частично от первичного вещественного состава самих ксенолитов и их размерности.

Так, уч-к «Московский», находящийся в непосредственной близости к контакту Маломурунского массива, и «Туманный», ближайший к контакту Дагалдынского массива, имеют состав ксенолитов измененных тектонокластов пироксенового, амфибол-пироксенового состава. По мере удаления от источника флюида закономерно меняются минеральные ассоциации замещенных ксенолитов, согласно их составу и размерности. Уч-к «Старый» при основной распространенности пироксеновых, амфибол-пироксеновых парагенезисов характеризуется появлением ортоклаз-пироксеновой и амфибол-ортоклаз-пироксеновой минеральной ассоциации в замещенных ксенолитах. Участки, расположенные на удалении от контакта Маломурунского массива, и места сочленения тектонических структур (эпицентр разгрузки флюидной массы), характеризуются практически всеми типами минеральных ассоциаций замещающих ксенолиты первичных пород в чароитовых метасоматитах, участки «Грозовой», «Андреевский», «Якутский», «Водораздельный» и др.

Проявления, расположенные на СВ фланге месторождения (участки Новый-I и II, «Магистральный» и др.), характеризуются обычно сохранными или слабоизмененными ксенолитами первичных пород.

Т.о., первичными породами для образования тектонокластитов представляются аргиллиты, алевролиты и биотит-авгитовые минетты, для которых характерно изначально большое количество гидрослюдистых и слюдистых минералов (до 20%), обеспечивающих при тектонических процессах завальцевание фрагментов и частичную их сохранность при последующих гидротермально-метасоматических изменениях.

3. Тектонопластиты. Породы, по которым формируется этот тип тектонитов, обладают определенными физико-механическими свойствами, приводящими к пластическим деформациям - к течению без превращения в расплав и без утраты сплошности в твердой породе. Текстуры чароититов, образованных по этому типу тектонических образований: волокнистая, массивная, полосчатая, и флюидальная (рис. 6).

Тектониты этого типа образовывались из наиболее хрупких пород, предрасположенных к максимальной степени истирания, за счет тонкой фракции приобретающие пластичность - это мраморированные доломиты и кварциты протерозоя.

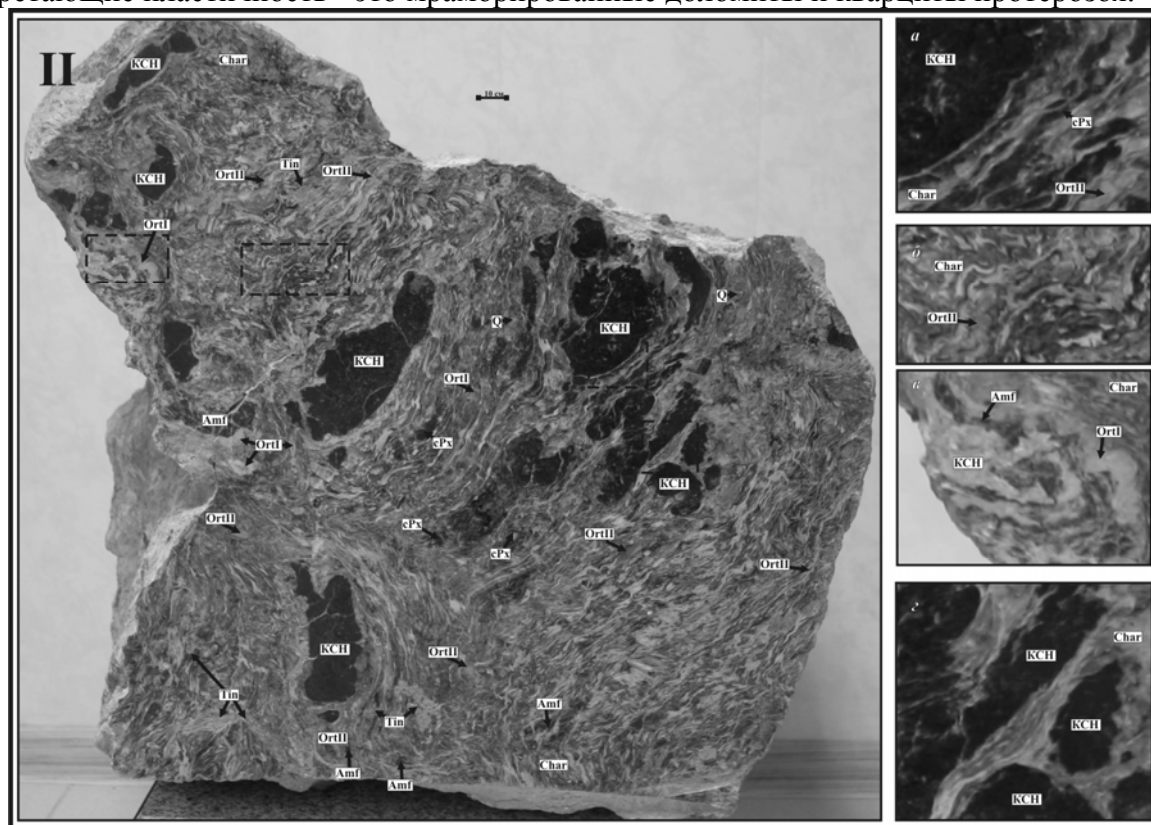


Рис. 5. Тектонокластит. Порода образовывалась по тектоническим брекчиям из аргиллитов, алевролитов протерозойского возраста и биотит-авгитовых минет с предположительной цементацией милонитами из ранее сформированных фенитов пироксен-ортоклазового состава (с бластогенезом ортоклаза) и кварцитов. На рисунке: Char - чароит, Amf - амфибол (К-рихтеритового состава), cPx - клинопироксен эгирин-геденбергитового состава, Lin-тиннаксит, Ort-ортоклаз (ранней генерации I и поздней генерации II), Q-кварц, KCH - измененные ксенолиты пироксенового, пироксен-амфиболового и пироксен- ортоклазового составов. Области детализации: а) взаимоотношения измененного ксенолита пироксенового состава (KCH) и инъекционного чароита (Char), плавно переходящего в агрегат плейчатого чароита (Char) и ортоклаза поздней генерации (Ort II). Видно, что поздний ортоклаз (Ort II) и плейчатый чароит (Char) образовывались совместно. б) взаимоотношения плейчатого чароита (Char) и ортоклаза поздней генерации (Ort II). Видно их совместное образование. в) взаимоотношения измененного ксенолита амфибол- ортоклазового состава (KCH) и плейчатого чароита (Char), в ксенолите видна метасоматическая зональность, выраженная чередованием суцельно ортоклазовых (Ort I) и амфиболовых зон (Amf). Видно, что в этом случае чароит (Char) - более позднее образование, обволакивающее измененный ксенолит (KCH). г) отдельные фрагменты измененных ксенолитов амфибол-пироксенового, пироксенового составов (KCH) и их взаимоотношение с чароитом (Char). Видно, что основная масса чароита обладает волокнистой и плейчатой текстурами с появлением инъекционных и пленочных текстурных разновидностей в краевых частях и трещинах ксенолитов (KCH).

Поскольку первичные породы неоднородны по своему вещественному составу, часто имеют тонкие прослои терригенных пород (песчаников, аргиллитов и алевролитов), для чароитовых метасоматитов по ним характерна резкая смена текстурных разновидностей, отвечающая различным типам тектонитов. Незначительные мощности прослоев, несмотря на то, что слагающие их породы при тектонических деформациях склонны к кластогенезу, практически исключают образование обломков.

Это выражается в виде волокнистой, массивной, полосчатой текстур в чароититах, встречаются чечевицеобразные зоны, обладающие паркетной и мелкокристаллической текстурами чароита. Мощность подобных выделений напрямую зависит от мощности прослоев терригенных пород в доломитах и кварцитах и колеблется от 0,5-1 до 80-100 см. Как правило, чечевицеобразные зоны представлены мономинеральным радиально-лучистым, реже паркетовидным чароитом, с вращением отдельных кристаллов в основную массу породы, что свидетельствует о его более позднем и быстром образовании.

Исходный вещественный состав тектононитов оказывает существенное влияние на составы чароитовых метасоматитов. Для метасоматитов, образованных по милонитам карбоатных пород, характерен мономинеральный чароит, а при формировании чароитов по милонитам кварцитов, содержание кварцевых зерен может достигать 50-60 %.

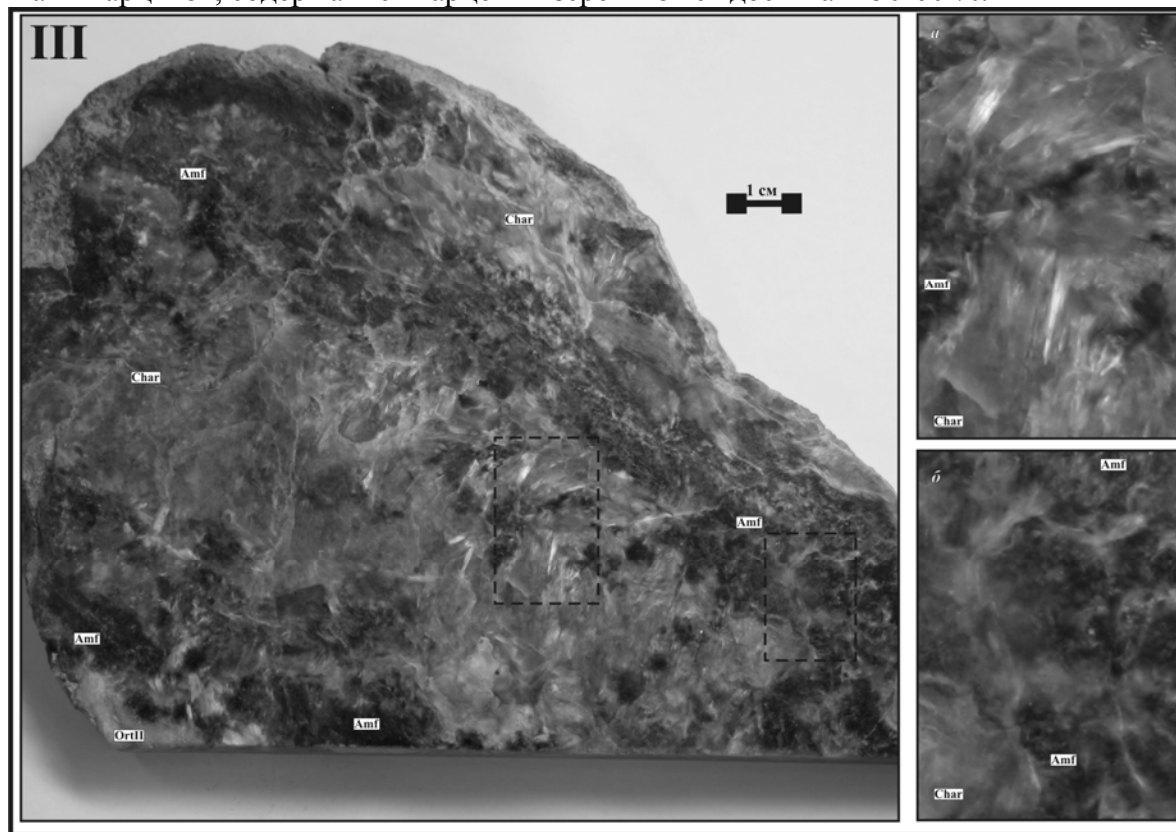


Рис. 6.Тектонопластит.Чароитсодержащий метасоматит по тектонопластитам, уч. «Андреевский». Порода образовывалась по милонитам мраморизованных доломитов протерозойского возраста, по видимому, с прослоями аргиллитов и алевролитов. На рисунке: Char - чароит, Amf - амфибол (К-рихтеритового состава), Ort II - ортоклаз поздней генерации. Области детализации: а) взаимоотношения плейчатого чароита (Char) и амфибола (Amf). Видно, что амфибол (Amf) образовывался несколько раньше чароита (Char), для которого характерны различные текстурные разновидности с постепенными переходами друг в друга. б) взаимоотношения плейчатого чароита (Char) и амфибола (Amf). В более раннем амфиболе (Amf) видны структуры прорастания и инъекций более позднего чароита (Char).

Т.о., структурно-текстурное разнообразие чароитсодержащих метасоматитов обуславливается первичным вещественным составом милонитов, а также физико-механическими свойствами пород, вовлеченных в тектоногенез. Следует отметить, что вышеперечисленные разновидности тектонитов в чистом виде на чароитсодержащих интервалах метасоматитов практически не встречаются. Имеет место смешение нескольких типов тектонических образований, что объясняется разнонаправленными смещениями неоднородной по составу толщи первичных пород. Исходя из вышеизложенного, всю совокупность пород, попадающих в зону формирования чароититов, можно разбить на несколько принципиально различающихся по вещественному составу и поведению при тектонических процессах разновидностей:

1. Породы, содержащие большое количество калиевого полевого шпата, формирующие тектонобластовые текстуры милонитов и при дальнейших метасоматических изменениях развития по ним чароита мелкокристаллической, сланцеватой, плейчатой и слоистой текстурных разновидностей. К ним относятся калиевые мафиты фации даек (биотит-авгитовых минетты, шонкинит-порфиры, псевдолейцитовые порфиры) и ранние метасоматиты пироксен-ортоклазового состава.

Данный тип пород характеризуется развитием чароита разных генераций и текстурных разновидностей, плавно переходящих друг в друга, звездчатого эгирин-геденбергита и овализованного, как правило, зонального, ортоклаза. Для этого типа пород

характерно достаточно большое (до 5%) количество акцессорных эндемичных минералов: тинаксита, токкоита, даванита, батисита таусонита и др., встречающихся в чароитовом парагенезисе, которые относятся нами к наиболее ранним фазам и, как правило, имеют порфировидные или радиально-лучистые выделения.

2. *Первично-осадочные породы протерозойского возраста, не содержащие слюдистых минералов (кварциты и мраморированные доломиты).* Милониты этого типа характеризуются тектонопластическими текстурами течения, которые при дальнейших метасоматических изменениях приводят к появлению чароита волокнистой, массивной, паркетной, полосчатой и флюидалной текстур. Для метасоматитов по этим породам характерны чароитовая, кварц-чароитовая, ортоклаз-чароитовая, амфибол-чароитовая и кварц-ортоклаз-чароитовая минеральные ассоциации. Процентные соотношения минералов определялись доминирующим вещественным составом исходных милонитов, процентным соотношением кварцитов и карбонатов в дезинтегрированной массе.

В случае существенно доломитового состава исходной породы образуются чароитовая и амфибол-чароитовая ассоциации метасоматитов. Количественные соотношения амфибола (К-рихтерита) и чароита, а также их взаимоотношения определяются степенью удаленности от эпицентра флюида и содержанием глаукофона в милонитах, т.е. степенью их тектонической проработки.

При исключительно кварцевом составе милонитов наблюдаются кварц-чароитовая, ортоклаз-чароитовая и кварц-ортоклаз-чароитовая минеральные ассоциации. При этом, практически всегда, в массе породы наблюдаются овализованные зерна регенерированного кварца, избыточное содержание которого обуславливается его избыточностью в составе милонита, как правило, в нём наблюдаются структуры прорастания плёночного и инъекционного чароита.

Оптимальными, на наш взгляд, являются примерно равные доли кварцовой и карбонатной составляющих в исходных милонитах. В этом случае образуется чароитовая ассоциация с содержаниями парагенетичных минералов амфибола, ортоклаза и регенеративного кварца 0-10 %. Чароит, как правило, обладает массивной, полосчатой, волокнистой, и флюидалной текстурами, постепенно переходящими друг в друга.

3. *Породы, содержащие слюдистые и гидрослюдистые минералы.* К этому типу пород относятся, прежде всего, первично-осадочные породы протерозойского возраста (аргиллиты и алевролиты) и породы фации даек (биотит-авгитовых минетты). Отнесение в эту группу пород последних обусловлено их чрезвычайно неоднородным составом, в частности содержания слюды, количества которой варьируют 10-30%. В данной совокупности рассматриваются минетты, содержащие 25-30% биотита.

Вышеуказанные породы образуют типичные тектонические брекчии, цементом для которых могут служить, как тот же, но более дезинтегрированный материнский материал брекчий, так и другие типы милонитов. Для этого типа тектонических образований в случае дальнейших метасоматических изменений, характерно образование чароита очковой, линзовидной, инъекционной, мелкокристаллической и желвакообразной текстур. Характерными минеральными ассоциациями будут чароитовая, ортоклаз-чароитовая, пироксен-чароитовая и пироксен-ортоклаз-чароитовая, которые, судя по их взаимоотношениям, образовывались совместно. Ксенолиты биотит-авгитовых минетты замещаются агрегатом пироксенового, реже амфибол-пироксенового состава, размерность в этом случае варьирует от первых см. до первых м. Полное замещение наблюдается в случае размерности ксенолитов до 20-30 см., в случае более крупных обломков в центральных частях сохраняются слабоизменённые первичные парагенезисы. При описании керна скважин, стенок карьеров и обнажений нами не было встречено ксенолитов менее 1 см диаметром. Однако при этом основная масса породы насыщена агрегатами чароит-пироксенового и чароит-амфибол-пироксенового составов неправильных форм (содержание темноцветных минералов 90-100%), по-видимому, мелкий ксеногенный материал был

ассимилирован полностью процессами метасоматоза с перекристаллизацией пироксена и образованием амфибола и чароита.

Замещение аргиллитов происходит практически полностью на ортоклаз-чароитовый, чароитовый или амфибол-ортоклазовый агрегат, что связано с меньшими размерами их ксенолитов. Часто встречающаяся размерность от 2 до 15 см. в диаметре, более мелкие обломки ассимилированы полностью, поскольку породы не термостойкие. Образование больших обломков по размерности невозможно из-за пластичности материала в крупных блоках и слоистости первичных пород.

Для метасоматических пород, развивающихся по тектоническим брекчиям, характерна резкая смена минеральных ассоциаций и текстурных разновидностей чароита, из-за пестрого вещественного состава цементирующей массы, разной дезинтеграцией обломков и удалением от эпицентра. Эти породы никогда не присутствуют в чистом виде и всегда сопряжены с метасоматитами по другим типам тектонитов.

Третье защищаемое положение. Поскольку несомненна взаимосвязь метасоматитов с мурунским щелочным комплексом, то возможно предположить сходство основных черт химизма рудообразующего флюида с петрохимическими особенностями магматических пород мурунского массива.

Все породы магматического комплекса характеризуются исключительно высоким потенциалом щелочей, в основном K_2O , однако, отмечается возрастающая роль Na_2O на заключительных этапах магматической активности, выраженной в кристаллизации нефелиновых сиенитов и щелочных гранитоидов. Щелочной тренд эволюции всего магматического щелочного комплекса - его отличительная особенность, которая в полной мере проявляется в генетически связанных с ним метасоматитах. Второй отличительной особенностью является относительно высокий химический потенциал BaO и SrO на всех стадиях эволюции комплекса, которая так же проявлена в полной мере во всех метасоматитах, включая чароитовые (Акимов А.П., Борисов А.Б.). Специфика рудообразующего флюида выражается, прежде всего, в минеральном составе образованных метасоматитов, где перечисленные элементы присутствуют либо в собственных фазах, либо в виде изоморфных примесей. Наличие в большинстве минералов CaO объясняется существенно терригенно-карбонатным составом пород рамы, а относительно высокий потенциал TiO_2 обеспечивает возможность образования в метасоматитах титаносодержащих фаз, особенно на начальных этапах контактовых изменений.

Таким образом, как видно метасоматиты зоны экзоконтакта мурунского магматического комплекса являются продуктом взаимодействия первичного флюида с породами обрамляющей рамы. Непрерывность формирования метасоматитов отражается на эволюции состава рудообразующего флюида. Эволюция протекает на фоне падения температуры флюида по мере удаления от эпицентра распространения, что в свою очередь выражено в закономерном изменении составов минералов чароитовых парагенезисов.

Составы сосуществующих минералов из чароитовых парагенезисов свидетельствуют об общей направленности химизма среды при процессах минералообразования. Для большинства минералов наиболее информативными элементами, отражающими направленность эволюции рудообразующего флюида, являются щелочи K , Na и Ca , содержащийся в терригенно-карбонатных породах рамы.

Чароит. На двойной диаграмме содержаний K и Na (рис. 7) в чароитах из разных стадий и подстадий отображается тенденция падения суммарной щелочности от метасоматической стадии к гидротермально-метасоматической. Вариации составов чароита из стадий и подстадий полностью повторяют особенности щелочного тренда мурунского щелочного комплекса. Так, для раннего чароита из чароитовой подстадии метасоматической стадии характерна существенно K -специфика минералообразующей среды, что отражается на его составе, т.е. значительное преобладание K над Na . При этом наблюдается обратная зависимость содержания этих элементов в чароите этой подстадии.

Далее на фоне падения температуры происходит переход с чароитовой на рихтеритовую подстадию в рамках метасоматической стадии, который маркируется появлением амфибола-К-рихтерита. Характер взаимоотношений К и Na меняется с падением роли К и усилением химической активности Na, что отражает тенденции эволюции мурунского щелочного комплекса в целом. Завершающим процессом образования чароитсодержащих метасоматитов является позднечароитовая подстадия гидротермально-метасоматической стадии, которая принципиально отличается по характеру распределения К-Na от предыдущей стадии. На фоне общей калиевой специфики рудообразующего флюида существенно возрастает роль натрия, с положительной прямой зависимостью содержания этих элементов в чароите. При этом общий тренд щелочности направлен в сторону затухания, что соответствует эволюционным особенностям мурунского щелочного комплекса и свидетельствует о завершении процесса образования чароитовых парагенезисов.

Чароитовые метасоматиты являются продуктом взаимодействия первичного флюида с породами, обрамляющими мурунский щелочной вулканогено-плутонический комплекс и, несомненно, влияние на эволюцию его состава оказывал вещественный состав субстрата. Как отмечалось выше, наиболее распространенные вмещающие породы - карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения осадочного чехла Сибирской платформы (PR_{2sn} - PR_{2jd+tr}), как следствие боковые породы в своем большинстве обогащены Са. Во вмещающих породах количество карбонатной составляющей больше 50%, а в зоне экзоконтакта толща сложно дислоцирована, то флюид практически всегда взаимодействует с породами богатыми Са.

Результат взаимодействия щелочной составляющей флюида и пород, богатых Са, отражается на составах новообразованных минералов, прежде всего чароита. Поведение К и Na во флюиде различается на различных стадиях минералообразования. Тенденции поведения щелочей во флюиде, т.е. изменение специфики с К на К-Na, общее понижение щелочности по мере падения температуры, отражаются на характере его взаимодействия с толщей вмещающих пород.

На диаграмме в координатах Са-К (рис. 7.) видно, что для всех чароитов метасоматической стадии (чароитовой и рихтеритовой подстадий) характерна прямая положительная зависимость содержаний этих элементов в минерале. Общая тенденция падения содержания Са с падением содержания К представляется температурной зависимостью. В ходе эволюции состава флюида, протекающая с падением температуры, понижается концентрация К и его химическая активность, что отражается на составе чароита. Закономерное уменьшение К и Са четко укладывается в подстадии минералообразования выделенные в данной работе. Распределение К и Са в чароите из гидротермально-метасоматической стадии (позднечароитовая подстадия) носит иной характер. Видно, что зависимость содержаний этих элементов в чароите обратная, но также протекающая на фоне понижения температуры. Столь резкие различия поведения Са на этой стадии образования чароитовой минеральной ассоциации свидетельствуют о гидротермальной природе парагенезисов, поскольку он, как основной элемент, более активен в ионной форме в гидротермальных системах, чем в газообразной фазе.

Таким образом, для метасоматической стадии для активизации Са в ионной форме во флюиде необходима достаточно высокая температура и высокий ионный потенциал щелочей, а на начальном этапе минералообразования – это К. В гидротермально-метасоматической системе для активизации ионов Са повышенная щелочность среды не обязательна, а поскольку на завершающих этапах она падает, то его химическая активность возрастает.

Характер взаимодействия флюида достаточно явно отображается так же на диаграмме Са-Na. Распределение этих элементов в чароитах разных генераций, в общем и целом повторяют описанные тенденции эволюции состава рудообразующего флюида. Для метасоматической стадии (чароитовой и рихтеритовой подстадий) минералообразования характерна обратная зависимость содержаний этих элементов в чароите, что отвечает

понижению ионного потенциала рудообразующей среды с падением температуры, гидротермально-метасоматической стадии (позднечароитовой подстадии) такая же обратная зависимость распределения этих элементов в чароите, отражающая повышение химической активности Са при гидротермальном процессе.

Полученные результаты вариаций составов чароита, согласование их с минералогическим составом метасоматитов и геолого-тектонической обстановкой, позволяет сделать вывод о непрерывности образования этого минерала.

Изучение чароитовых парагенезисов показало присутствие в них большого количества других минеральных фаз со значительными вариациями их процентных отношений. Такие минералы, как ранний ортоклаз и кварц, являются реликтами первичных пород. Эгирин-геденберgit - наиболее ранняя фаза, относящаяся к фенитовой подстадии, вследствие чего его составы малоинформативны для отражения процессов образования чароита. Изучение чароитов с разных участков месторождения показало, что за исключением тинаксита, амфибола (К-рихтерита) и токкоита, все остальные минералы эндемичны и встречаются только на отдельных участках месторождения. Присутствие этих редких минералов в чароитовых метасоматитах отражает специфику геологического строения конкретного рудного тела или его фрагмента, вследствие чего их состав малоинформативен для описания в целом процесса образования чароита.

Исходя из распространенности минеральных фаз, были изучены, в основном, амфибол (К-рихтерит), тинаксит и токкоит, данные минералы присутствуют практически на всех участках месторождения. Изучение каменного материала показало, что наличие тинаксита характерно только для метасоматической стадии, токкоит приурочен, в основном, к минеральным ассоциациям, образованным в рихтеритовую подстадию метасоматической стадии. Наличие единичных зерен и агрегатов токкоита, как в более ранних, так и в более поздних парагенезисах - отражение непрерывности процесса и условности выделенных границ подстадий, а К-рихтерит является маркирующим минералом рихтеритовой подстадии минералообразования.

Амфибол (К-рихтерит). Вариации его составов, подобно чароиту, отражают изменение состава рудообразующего флюида в процессе минералообразования. Основное отличие в распределении К, Na и Са в амфиболе от распределения этих элементов в чароите, заключается в отсутствие четкой температурной зависимости при сохранении общей направленности химизма процесса. Так на диаграмме К-Na видна тенденция падения общей щелочности среды в течение процесса минералообразования, отмечается отсутствие составов амфибола существенно К-состава. Для диаграмм Са-К и Са-Na, отражающих процесс ассимиляции субстрата, наблюдается прямая положительная зависимость, характерная для метасоматической стадии минералообразования.

Такая картина распределения щелочей в амфиболах объясняется его последовательностью кристаллизации. Для ранних чароитовых парагенезисов (чароитовая подстадия) амфибол образует мелкокристаллические агрегаты, отдельные зоны и скопления, его взаимоотношения с чароитом свидетельствуют о более позднем образовании и завершении процесса минералообразования на данной подстадии. Для минеральных ассоциаций относящихся к рихтеритовой подстадии характерны отдельные кристаллы, зёрна и радиально-лучистые агрегаты, взаимоотношения различных выделений с чароитом свидетельствуют о его совместном с чароитом образовании. То есть, амфибол кристаллизуется в течение всего процесса минералообразования, относящегося к этой подстадии, всегда присутствует и является её отличительной особенностью. Для гидротермально-метасоматической стадии позднечароитовой подстадии характерны игольчатые идиоморфные кристаллы, а в случае цемента тектонических брекчий - радиально-лучистые агрегаты. Морфология выделений амфибола, его взаимоотношение с чароитом, свидетельствует о быстрой и ранней кристаллизации, т.е. самый ранний для этой стадии метасоматоза.

Анализ минеральных ассоциаций показывает приуроченность К-рихтерита исключительно к рихтеритовой подстадии метасоматической стадии, поскольку процесс образования чароитов непрерывен, то пограничные парагенезисы содержат этот минерал. Т.о., диаграммы распределения К, Na и Са отражают эволюцию состава рудообразующего флюида в пределах рихтеритовой подстадии минералообразования.

Тинаксит и токкоит. Подобно амфиболу, эти минералы приурочены к отдельным подстадиям метасоматической стадии чароитообразования, тинаксит - для чароитовой подстадии, а токкоит - для рихтеритовой. Следовательно, вариации их составов отражают эволюцию состава рудообразующего флюида в пределах отдельных фрагментов процесса чароитообразования соответствующих подстадий.

Распределение щелочей, на диаграмме К-Na в составе тинаксита показывают, что для ранних фаз этого минерала характерна прямая отрицательная зависимость, а для более поздних индивидов - положительная. Подобная картина поведения К и Na наблюдается в составах чароита и совместно с ним характеризует особенности физико-химических параметров рудообразующего флюида на чароитовой подстадии формирования метасоматитов.

На диаграмме К-Na в составах токкоита проявляется обратная зависимость содержаний элементов, но со значительным разбросом составов. Для данного этапа минералообразования характерны средние температуры (250-300°C) и общее падение щелочности, как следствие, на процессы кристаллизации токкоита в существенной мере оказывают влияние состав субстрата и степень изменения рудообразующего флюида, которые в свою очередь на отдельных участках месторождения разнятся между собой. Т.о. образом, распределения щелочей в токкоите свидетельствует о степени изменения флюида, но для конкретных рудных тел и участков.

Распределение Са и К в составах тинаксита и токкоита - прямая и положительная зависимость, что является характерной особенностью метасоматической стадии минералообразования. Следует отметить, что на диаграмме Са-К составы минералов выстраиваются в отдельные ветви, которые свидетельствуют о разном химическом потенциале Са и соответствуют разным подстадиям метасоматической стадии. Распределение Са и Na в составах этих минералов - прямая отрицательная зависимость, что подтверждает выводы сделанные в результате изучения составов других сосуществующих минералов.

Поскольку при рассмотрении отдельных стадий минералообразования мы имеем дело с минеральными ассоциациями, где каждая отдельная фаза отражает химическую направленность процесса минералообразования, то результирующей диаграммой следует считать диаграмму в координатах Na-K-Са.

Сведение на единое поле изложенных выше результатов демонстрирует правомочность выделения стадий и подстадий чароитообразования с присущими им парагенезисами, отражающими процесс изменения физико-химических параметров равновесного им рудообразующего флюида.

Так, для чароитовой подстадии метасоматической стадии характерна минеральная ассоциация чароита и тинаксита. Присущие им зависимости содержаний Na, К и Са характеризуют процесс взаимосвязи химической активности Са с химическим потенциалом К на ранних этапах минералообразования и К-специфику состава флюида. По составам сосуществующих минералов отмечается общая направленность повышения химической активности Na по мере понижения температуры и взаимодействия с вмещающими породами, как следствие возрастание его роли в процессах минералообразования. Анализ составов сосуществующих минералов, на рихтеритовой подстадии минералообразования, показывает усиление химической активности Na, что отражает изменение специфики флюида на К-Na по мере падения температуры и взаимодействием его с вмещающими породами. Следует отметить, также, что с падением температуры падает химическая активность Са, т.е. понижается ассимиляционная способность рудообразующего флюида. Завершающим этапом

образования чароитсодержащих метасоматитов является позднечароитовая подстадия гидротермально-метасоматической стадии, особенности химизма рудообразующей среды которого отображены на соответствующей диаграмме. На данной подстадии во флюиде

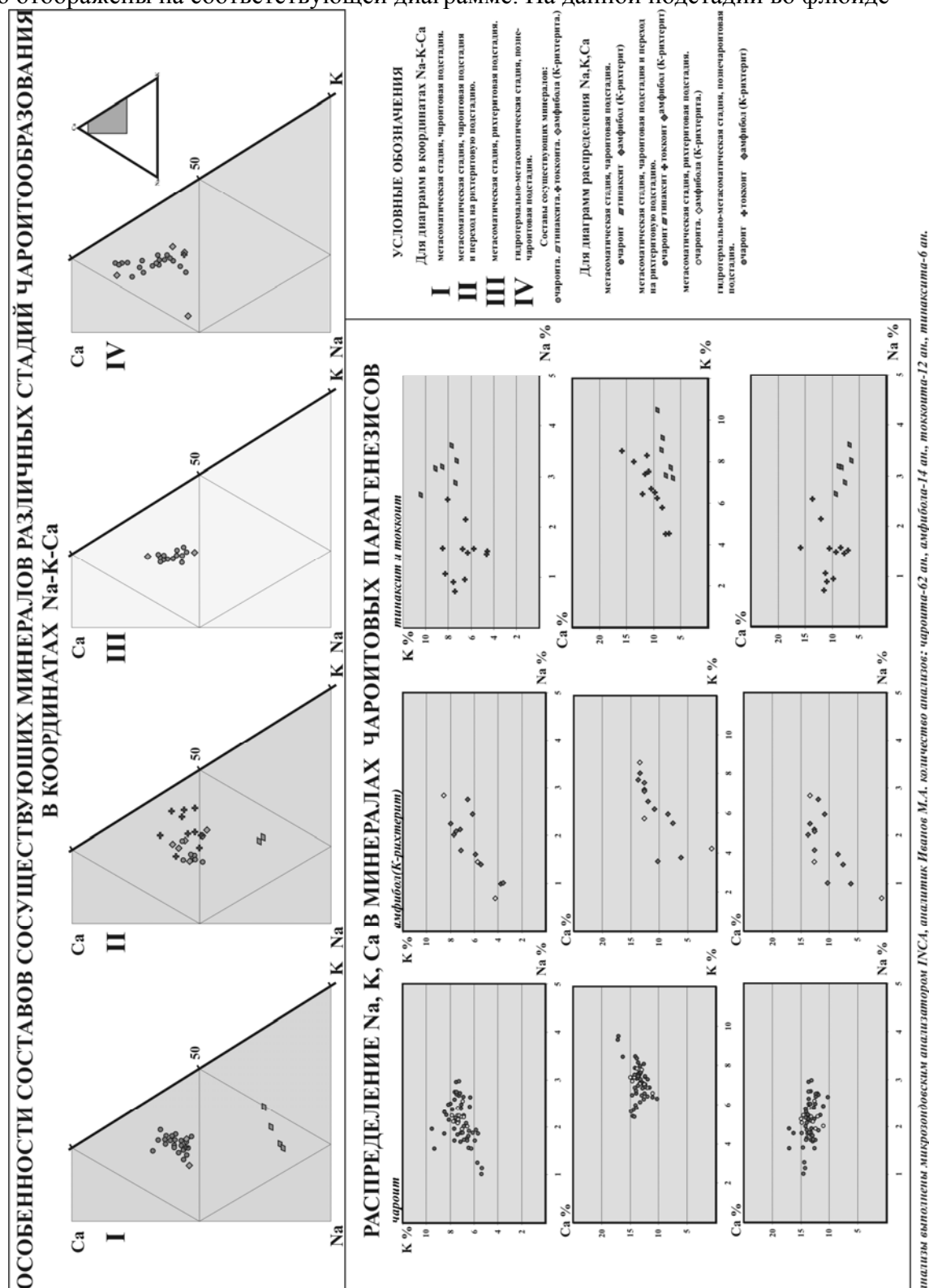


Рис 7 Особенности состава чароита, тиннаксита, токкоита

существенно возрастает роль Na и Ca при общем падении щелочности среды, что соответствует эволюционным особенностям мурунского щелочного комплекса. Химические тенденции формирования чароитовых парагенезисов обусловлены влиянием двух факторов: литологического и тектонического. Роль вещественного состава исходного субстрата может быть объяснена со ставших уже традиционными позиций кислотно-основного взаимодействия, по Д.С.Коржинскому. В тех случаях, когда на пути потока флюидов

встречаются породы резко повышенной основности, возрастает общая щелочность потока, растворимость оснований уменьшается, они выпадают в твердую фазу, а растворимость кремнезёма увеличивается, и он переходит в раствор.

Влияние тектоники на тенденции химизма понятны, если сравнивать разные тектонические образования с энергетических позиций, принимая во внимание, что всякая деформация характеризуется вначале (до достижения предела прочности) нарастанием напряжений, а затем - постепенным или относительно быстрым снятием. Период накопления внутренних напряжений, когда происходит возрастание общего энергетического потенциала породы, благоприятен для кристаллизации минералов, обогащенных базификатными элементами-Ca, Mg, Ba и Al, с образованием соответствующих текстурных разновидностей чароитов. Процесс накопления внутренних напряжений отвечает метасоматической стадии, достигая максимума на рихтеритовой подстадии. При снятии напряжений происходит уменьшение энергетического потенциала, что благоприятно для образования контрастной прожилковой и инъекционной минерализации, что отвечает гидротермально-метасоматической стадии минералообразования.

Таким образом, по сравнению с исходными вмещающими породами, первые обладают значительно большей величиной свободной энергии на единицу объема, а вторые - существенно меньшей.

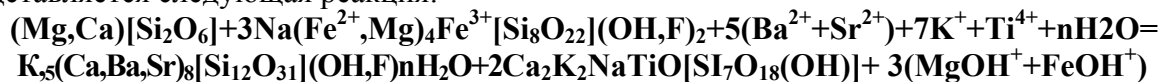
Очевидно, что если нарастание и снятие напряжений осуществляется путем преимущественно пластических деформаций, которые происходят при сравнительно небольших напряжениях, но захватывают большие объемы пород, то изменения будут проявлены широко, но глубина переработки субстрата может быть незначительной. 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 КПШ, перераспределение кварца и общее уменьшение кремнекислотности твердой фазы.

Т.о., характер тектонических структур влияет на состав и парагенезисы метасоматитов, прежде всего, в той степени, в какой он определяет давление флюидной фазы в процессе кристаллизации. Исходя из этого, для каждой стадии характерны общие реакции образования чароитовых парагенезисов, которые определяются составом исходного субстрата и физико-химическими параметрами флюида.

Метасоматическая стадия. Характеризуется нарастанием внутренних напряжений от чароитовой к рихтеритовой подстадии. В зависимости от параметров флюида, состава материнских пород и механизма снятия внутренних напряжений представляются возможные следующие химические реакции.

Чароитовая подстадия. Для этой подстадии характерны максимальные температуры чароитообразования 300-350°C, существенно К состав флюида, обогащенный выносим из магматического контура Ti.

Для пород, относящихся по своим физико-механическим свойствам к тектонокластам, представляется следующая реакция:



В общей форме: **Пироксен I + Амфибол I + флюид = чароит + тинаксит + флюид.**

Образование чароитовых парагенезисов протекает за счёт воздействия на пироксен и арфедсонита, содержащихся в минеттах и фенитах Ort-cPx состава. Поскольку снятие упругих деформаций происходит путем разрыва, то при этом процессе уменьшается плотность флюида. С уменьшением плотности надкритических растворов увеличивается их щелочность. Таким образом, уменьшение давления на флюид обуславливает одновременно уменьшение парциального давления воды и увеличение щелочности. Динамика процесса-

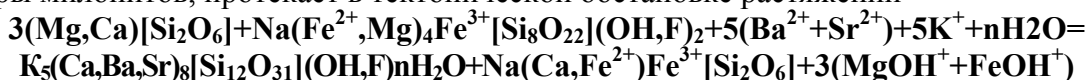
быстрая кристаллизация, выражается в радиально-лучистом строении тинаксита и чароите линзовидной, желвакообразной и чешуйчатой текстуры.

В случае пород, по физико-механическим свойствам способным к пластическим деформациям: $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH},\text{F})+8(\text{Ba}^{2+}+\text{Sr}^{2+})+8\text{CaO}+7\text{K}^++10\text{SiO}_2+\text{nH}_2\text{O}=\text{K}_5(\text{Ca},\text{Ba},\text{Sr})_8[\text{Si}_{12}\text{O}_{31}](\text{OH},\text{F})\text{nH}_2\text{O}+2\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]+3\text{MgOH}^++2\text{Na}^+$

В общей форме: **Глаукофан + доломиты + кварциты + флюид = чароит + ортоклаз II + флюид**. Образование чароита протекает при взаимодействии флюида и перетертой массы кварцитов и доломитов с участием промежуточной фазы, глаукофана, характерного для милонитов кварц-карбонатного состава. Процентное соотношение кварцитов и доломитов в исходном субстрате влияют на текстурные разновидности чароититов.

Для исходных пород этого типа нарастание и снятие напряжений осуществляется путем преимущественно пластических деформаций, которые происходят при сравнительно небольших напряжениях. Чароит в этом случае обладает волокнистой, массивной, полосчатой, паркетной, флюидалной и мелкокристаллическая текстурами.

Взаимодействие субстрат - флюид, с породами, формирующими тектонобластовые текстуры милонитов, протекает в тектонической обстановке растяжений



В общей форме: **Пироксен I + Амфибол I + флюид = чароит + эгирин-геденбергит + флюид**. Первичными являлись породы, содержащие большое количество калиевого полевого шпата, т.е. К-мафиты фации даек и ранние метасоматиты cPx-Ort состава, для которых характерно большое количество пироксена и арфедсонита. Растяжение вызывает снижение давления на флюидную фазу и увеличение щелочности системы, приводя к перекристаллизации КПШ и общему уменьшению кремнекислотности твердой фазы.

Таким образом, образования чароитовых парагенезисов протекает при воздействия флюида на cPx и Amf, а Ort образует зональные зерна и не участвует в реакции. Чароититы обладают сланцеватой, волокнистой или слоистой текстурой.

Рихтеритовая подстадия. Наблюдается падение температуры чароитообразования до 250-300°C, изменение состава флюида (падение роли К и усиление химической активности Na). Эти тенденции отражаются в изменении минерального состава чароититов, т.е. меняются реакционные схемы взаимодействия субстрат - флюид для выделенных нами тектонических обстановок.

Для тектонокластитов и тектонопластитов процесс минералообразования протекает при сжатии боковых пород и последующим снятием напряжения на фоне падения температуры, что отражается появлением в минеральной ассоциации токкоита: $(\text{Mg},\text{Ca})[\text{Si}_2\text{O}_6]+\text{Na}(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2+5(\text{Ba}^{2+}+\text{Sr}^{2+})+5\text{K}^++\text{nH}_2\text{O}=\text{K}_5(\text{Ca},\text{Ba},\text{Sr})_8[\text{Si}_{12}\text{O}_{31}](\text{OH},\text{F})\text{nH}_2\text{O}+2\text{K}_2\text{Ca}_4[\text{Si}_7\text{O}_{17}](\text{O},\text{OH},\text{F})_4+3(\text{MgOH}^++\text{FeOH}^+)$

В общей форме: **Пироксен I + Амфибол I + флюид = чароит + токкоит + флюид**. Образование чароита на этой подстадии протекает с понижением общей щелочности рудообразующей среды. Морфология токкоита: радиально-лучистые агрегаты, взаимоотношения с чароитом и другим минеральными фазами позволяют рассматривать его как типоморфный минерал окончания чароитовой и начала рихтеритовой подстадии, для минералообразования в условиях тектонических обстановок сжатий.

Зоны растяжений и снятий напряжения характеризуются снижением давления на флюидную фазу, как следствие увеличением щелочности системы, что приводит к образованию К-рихтерита в чароитовых парагенезисах, образованных по всем типам исходных пород:



В общей форме: **Пироксен II + Амфибол I + флюид = чароит + К-рихтерит + флюид**

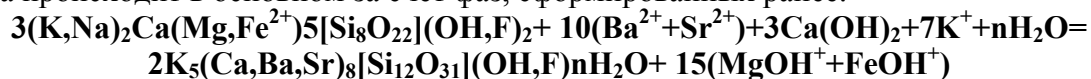
Изучение минеральных парагенезисов чароитовых пород, составов сосуществующих фаз, взаимоотношения различных структурно-текстурных чароититов, отвечающих

рихтеритовой подстадии, свидетельствуют об обязательном присутствии К-рихтерита.. Таким образом., эта фаза является типоморфной для чароитовой ассоциации, сформированной в условиях зон растяжения или снятия напряжений, независимо от состава исходного субстрата. Исходя из обобщенных представлений о процессе метасоматических преобразований, отвечающих этой подстадии, первичный состав боковых пород влияет исключительно на вариации минерального состава чароититов, как следствие, на текстуры пород. Чароит в этом случае может обладать флюидальной, мелкокристаллической, афонитовой и кокардовой текстурами.

Гидротермально-метасоматическая стадия Диапазоном температур 200°-250°С. Характеризуется снятием внутренних напряжений путем упругих деформаций.

Позднечароитовая подстадия. Характеризуется маломощными прожилками чароита в метасоматитах ранних фаз, цементом тектонических брекчий и плёночными инъекциями в трещинах и сколах.

Для данной подстадии характерна направленность общего тренда щелочности в сторону затухания, что соответствует эволюционным особенностям мурунского щелочного комплекса и свидетельствует о завершении процесса образования чароитовых парагенезисов. При сохранении К специфики флюида-раствора существенно по сравнению с предыдущей метасоматической стадией возрастает роль Na и Ca. Процесс изменений протекает на фоне понижения температуры, но с изменением щелочного потенциала среды, образование чароита происходит в основном за счет фаз, сформированных ранее.



В общей форме: *К-рихтерит + флюид = чароит + флюид*. Процесс образования чароита не зависит от природы первичного субстрата, а развивается по амфиболу-II, данная фаза всегда присутствует в чароититах и отвечает предыдущей подстадии. Таким образом, вопрос субстрата решается наличием в породе К-рихтерита. Развитие чароита по этой реакции характерно для зон снятия напряжений, т.е. для тектонокластитов- цемент тектонических брекчий, для тектонопластиков- инъекции и зоны перекристаллизации.

Таким образом, из приведенных выше реакций следует, что развитие чароита протекает за счёт как первичных фаз минеральных ассоциаций, имеющих разнообразную генетическую природу, зачастую не связанную с процессами чароитообразования, так и за счёт минеральных индивидов, образованных на более ранних стадиях метасоматических изменений боковых пород, включая чароитовые парагенезисы. Наложение парагенезисов друг на друга, сформировавшихся по разным реакционным схемам, приводит к разнообразию текстурно-структурных разновидностей чароититов как в целом на месторождении «Сиреневый камень», так и в пределах отдельных участков.

Вывод. Большинство из отмеченных проявлений чароититов расположены в зоне экзоконтакта Маломурунского массива и имеет элементы залегания, подчеркивающие купольное строение Маломурунской СЦТ. Таким образом, видна приуроченность чароитсодержащих пород месторождения «Сиреневый камень» к участкам пересечения Кеме-Кебектинской и Атбастах-Торгойской тектонических зон с кольцевыми структурами центрального типа. Подобная тектоническая обстановка реализуется на площади, ограниченной Ю и ЮВ экзоконтактами Маломурунского массива и СЗ экзоконтактом Дагалдынского массива.

Участки повышенной проницаемости в местах пересечения структур фиксируются зонами милонитизации с интенсивной минерализацией глаукофана и апофиллита, по которым и развиваются чароититы, с непрерывностью формирования метасоматитов месторождения «Сиреневый камень». Структурно-вещественный комплекс экзоконтакта Мурунского щелочного Плутона зональный и характеризуется следующей последовательностью формирования: *а) раннеметасоматическая стадия* –карбонатитовая, представлена крупнокристаллическим агрегатом эгирин-геденбергита, бенстонита - $Ca_7Ba_6(CO_3)_{13}$ и содержащего до 5% форстерита (в настоящей работе она практически не

рассматривается),. **б) метасоматическая стадия**, которую можно разделить на несколько подстадий, непрерывно сменяющих друг друга: *фенитовая* - представлена полосчатыми, бурундучно-полосчатыми, иногда массивными мелкокристаллическими ортоклазитами или кокардовыми пироксен-ортоклазовыми метасоматитами, *чароитовая*, представленная породами, содержащими минерал в различных процентных соотношениях, с присутствием дополнительных фаз в виде: КППШ, амфибола (К-рихтерит), кварца, эгирина, тинаксита и др. в зависимости от состава первичных пород и *рихтеритовая*, представлена сплошными агрегатами кристаллического рихтерита или рихтерит-асбеста с неравномерно рассеянной минерализацией чароита от 5% до 50%., **в) гидротермально-метасоматическая стадия**, которая разделяется на две подстадии: *позднечароитовая*, представляющая собой маломощные прожилки мономинерального состава в метасоматитах ранних фаз, цемент тектонических брекчий и плёночные инъекции в трещинах и сколах и *торголитовая*, состоящая из кварц-кальцитового мелкозернистого агрегата с звездчатыми выделениями эгирина или скелетными кварцитами. Данная подстадия минералообразования по геологическим признакам трактуется, как процесс затухания метасоматических процессов и в данной работе подробно не освещается.

Таким образом, из вышеизложенного вытекают следующие особенности чароитообразования:

1. Однозначной взаимосвязи чароитовых метасоматитов с различными теконитами зоны экзоконтакта Мурунского щелочного массива.

2. Чароитовые метасоматиты являются продуктом взаимодействия первичного флюида с боковыми породами, состав которых оказывал влияние на эволюцию его состава, которое выражается в закономерном падении щелочности рудообразующей среды и увеличением химической активности кальция, особенно на гидротермально-метасоматической стадии.

3. Непрерывность образования чароита в выделенных стадиях щелочного метасоматоза с отражением в его составе всех изменений физико-химических параметров минералообразующей среды.

4. Состав первичного флюида полностью повторяет особенности тренда мурунского щелочного комплекса, т.е. калиевую специфику, усиление химической активности натрия на завершающих этапах минералообразования.

Публикации по теме диссертации

1. Бондаренко Н.В. Геолого-генетические особенности образования чароитовой минерализации месторождения «Сиреневый камень»//в сб. Уральская минералогическая школа-2007. Екатеринбург: Изд. УГГУ, 2007.

2. Бондаренко Н.В. Особенности формирования чароитсодержащих парагенезисов метасоматитов мурунского ареала//VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о земле». Тезисы докладов, Москва. РГГРУ, 10-13 апреля 2007. С45-47

3. Бондаренко Н.В., Березнев М.В. Зависимость чароитовых парагенезисов от геолого-тектонической обстановки // конференция «Молодые науки о земле». Тезисы докладов, Москва. РГГРУ, 2008.

4. Бондаренко Н.В., Гвоздева И.А. Геолого-структурная позиция месторождения чароита «Сиреневый камень»// Геология и разведка. 2007. №1 С. 55-63

5. Бондаренко Н.В., Селиванов П.В. Токкоит как признак пограничных чароитсодержащих парагенезисов//IX Международная конференция «Новые идеи в науках о земле». Тезисы докладов, Москва. РГГРУ, 14-17 апреля 2009. С170