

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии имени академика А. Н. Заварицкого
Уральского отделения РАН

На правах рукописи

Дворник Геннадий Петрович

МЕТАСОМАТИЗМ И ЗОЛОТОПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

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

Диссертация на соискание ученой степени доктора
геолого-минералогических наук

Научный консультант
академик РАН, профессор,
доктор геолого-
минералогических наук
Коротеев Виктор Алексеевич

Екатеринбург – 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ	8
Выводы	66
Глава 2. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМАЦИИ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ	67
2.1. Фенитовая формация	67
2.2. Формация серицит-микроклиновых метасоматитов	84
2.3. Формация кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов	195
Выводы	207
Глава 3. ЗОЛОТОПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ	208
Выводы	259
Глава 4. ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ	261
Выводы	293
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	294
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	297

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Массивы калиевых щелочных пород традиционно рассматривались как источники глиноземного, апатитового сырья, редкометальной минерализации и калийных удобрений. В последние десятилетия они привлекли к себе пристальное внимание и как реальные источники коренного золота. В этот период были проведены поисковые, разведочные и тематические работы по изучению прожилково-вкрапленного золотого оруденения в мезозойских вулкано-плутонах Центрально-Алданской щелочной провинции в Якутии (месторождения Рябиновое и Новое в рябиновском комплексе, рудопроявления Якокутского, Ыллымахского, Томмотского и Мрачного массивов). Благоприятные предпосылки для выявления золотопорфирового оруденения имеются и в других щелочных комплексах Восточной Сибири, Урала, Казахстана, Кавказа. В этом аспекте актуальной проблемой является проведение обобщающих исследований, направленных на изучение закономерностей размещения и условий образования метасоматических пород и сопровождающего их золотого оруденения в калиевых щелочных массивах с целью разработки его поисковых критериев и признаков.

Цель и задачи исследований. Основная цель работы – формирование геологических основ прогнозирования и поисков золотопорфирового геолого-промышленного типа оруденения в калиевых щелочных массивах. Для этого решались следующие задачи:

1. Типизация основных метасоматических процессов в калиевых щелочных массивах.
2. Изучение вещественного состава и условий образования метасоматических пород в рудоносных калиевых щелочных комплексах.
3. Выяснение условий размещения и формирования золотопорфирового оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах в калиевых щелочных массивах.

4. Разработка прогнозно-поискового комплекса на золотопорфировый тип оруденения в массивах калиевых щелочных пород.

Фактический материал. Основу диссертации составляют личные материалы автора, собранные в период с 1979 г. по настоящее время при проведении научно-исследовательских работ в калиевых щелочных массивах в Центрально-Алданском рудном районе Якутии, поисковых маршрутов в пределах щелочных комплексов Урала, систематизации и обобщения фондового и литературного материала по отечественным и зарубежным месторождениям и рудопроявлениям золота в калиевых щелочных массивах и потенциально рудоносным щелочным комплексам Восточной Сибири, Урала, Казахстана и Кавказа. В пределах щелочных комплексов автором в полевые сезоны пройдены сотни километров геологических маршрутов, задокументировано несколько тысяч погонных метров разведочных выработок. При подготовке работы обработано более 2300 химических анализов метасоматических пород и их эдуктов, 2000 спектральных анализов пород и руд, более 7500 пробирных анализов руд на золото и серебро, проведен морфометрический анализ более 10000 золотин из окисленных руд, шлиховых ореолов и россыпей, выполнено свыше 400 микрозондовых анализов химического состава золотин, изучены физические свойства более 700 штучков магматических и метасоматических пород.

Научная новизна.

1. Разработана систематика метасоматических пород по кислотно-основным свойствам, установлены существенные различия по характеру связи с эдуктом между метасоматитами по алюмосиликатным и карбонатным породам.
2. Проведена типизация метасоматических процессов в калиевых щелочных массивах с выделением железо-калиевого, водородно-калиевого и кремнежелезо-калиевого типов метасоматизма.

3. Определены параметры поверхностной энергии и энергии порообразования в процессе формирования рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов в щелочных комплексах.
4. Установлена вертикальная зональность в распределении золото-порфирового оруденения в месторождениях и рудопроявлениях в калиевых щелочных массивах.
5. Выявлены закономерности строения шлиховых ореолов золота в элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверками в комплексах калиевых щелочных пород.
6. Предложен прогнозно-поисковый комплекс на золотопорфировый тип оруденения в калиевых щелочных массивах.

Защищаемые положения. 1. В пределах калиевых щелочных массивов последовательно проявились процессы железо-калиевого, водородно-калиевого и кремнежелезо-калиевого метасоматизма, в результате которых соответственно сформировались дорудные фениты, рудоносные серицит-микроклиновые метасоматиты и пострудные кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты.

2. Распределение золотопорфирового оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах, концентраций золота и серебра в рудных телах, сформировавшихся в калиевых щелочных массивах, подчиняется вертикальной зональности, выраженной на рудном уровне в закономерной смене с глубиной золотополиметаллического типа оруденения на золотомедный тип и развитию на надрудном уровне непромышленной вкрапленной золоторудной минерализации.

3. Перспективы калиевых щелочных массивов на золотопорфировый тип оруденения оцениваются по комплексу поисковых критериев (магматического, литологического, структурного, геоморфологического) и признаков (коренные выходы и механические ореолы рассеяния рудного вещества; шлиховые ореолы золота в элювио-делювии; аллювиальные россыпи золота; околорудные серицит-микроклиновые метасоматиты; геохимические ореолы золота, серебра, меди; геофизические аномалии).

Практическая значимость. Проведенное исследование закономерностей размещения и условий образования серицит-микроклиновых метасоматитов и сопряженного золотопорфирового оруденения в калиевых щелочных массивах привело к разработке прогнозно-поискового комплекса, выделению поисковых критериев и признаков и соответствующих им методов поисковых работ, позволяющих разделить в процессе прогнозирования потенциально рудоносные площади в щелочных комплексах по степени их перспективности и выделить первоочередные участки для проведения поисковых работ на золото. Конкретные рекомендации по направлению поисковых работ на золотопорфировый тип оруденения в калиевых щелочных комплексах изложены в отчетах о научно-исследовательских работах по договорам с ГУП «Алдангеология», проводившихся в Центрально-Алданском рудном районе Якутии в период с 1979 по 2002 гг. Материалы исследований использованы автором при проведении учебных занятий со студентами Уральского горного университета, подготовке учебно-методического и учебного пособий по опробованию, оконтуриванию и подсчету запасов месторождений, их геолого-экономической оценке.

Публикации и апробация результатов работы. Результаты исследований изложены в 120 опубликованных научных работах, в т.ч. в монографии и 10 статьях в рецензируемых журналах по списку ВАК. Основные научные положения работы, защищаемые в диссертации тезисы обсуждались на 28 международных, российских и региональных конференциях по проблемам металлогении, магматизма, метасоматизма и рудообразования, разведки месторождений в городах: Екатеринбурге (1997-2004, 2007, 2008, 2012), Иркутске (2005, 2007), Красноярске (2006, 2007, 2010), Магадане (2011), Миассе (2005), Москве (1999, 2007), Нерюнгри (2000, 2007), Новочеркасске (1997), Перми (2012, 2013), Сыктывкаре (1997), Ташкенте (2001), Якутске (2009).

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному консультанту академику В. А. Коротееву за поддержку и содержательные консультации по основным направлениям исследований.

Автор искренне благодарен всем коллегам, принявшим участие в обсуждении основных разделов работы, оказавшим помощь в проведении полевых и лабораторных исследований, обработке и оформлении результатов: А. Н. Угрюмову, В. А. Душину, А. Г. Баранникову, А. Б. Макарову, В. Ф. Рудницкому, И. А. Малахову, В. С. Балахонову, С. Г. Фролову, Н. Г. Валиеву, В. В. Мурзину, А. Ю. Кисину, В. К. Элюеву, В. А. Кискину, С. В. Акуловой, Е. А. Таштимировой, Л. А. Деминой, Г. Б. Хасановой, И. В. Пологовой, А. В. Петровой.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Калиевые щелочные магматические серии по содержанию кремнекислоты включают три группы пород: ультраосновные, основные и средние, которые нередко сопряжены в пределах единых структур активизации [159]. Провинции калиевых щелочных пород, представленные многофазными интрузивными или вулкано-плутоническими массивами, наиболее распространены на Азиатском материке и в Северной Америке. Геотектоническая позиция калиевых щелочных комплексов определяется приуроченностью их к зонам тектоно-магматической активизации (рифтогенеза) земной коры независимо от ее строения (древние платформы, щиты или консолидированные складчатые области) [4, 99, 159].

В мире выделяется более 20 провинций калиевых щелочных пород (Рисунок 1.1). В минерагеническом отношении породы калиевых щелочных серий сопровождаются определенным набором полезных ископаемых. Калиевые щелочные комплексы рассматриваются, прежде всего, как источники глиноземного, апатитового сырья, редкометалльной минерализации и калийных удобрений [4, 99, 122, 159]. В последние тридцать лет в развитых в их пределах гидротермально измененных щелочных породах выявлены месторождения и рудопроявления меди и благородных металлов (золота, серебра, платины) порфирового типа [48, 108, 124, 141, 291]. Среди выделенных провинций калиевых щелочных пород рассмотрим более подробно 8 провинций, в пределах которых проявились постмагматические метасоматические процессы микроклинизации и серицитизации (Таблица 1.1). В шести провинциях (Центрально-Алданской, Западно-Алданской, Уральской, Северо-Казахстанской, Центрально-Казахстанской, Северо-Кордильерской) в связи с этими процессами установлены проявления благороднометалльной минерализации.

Остальные две провинции (Северо-Прибайкальская, Армянская) рассматриваются как потенциально золотоносные.

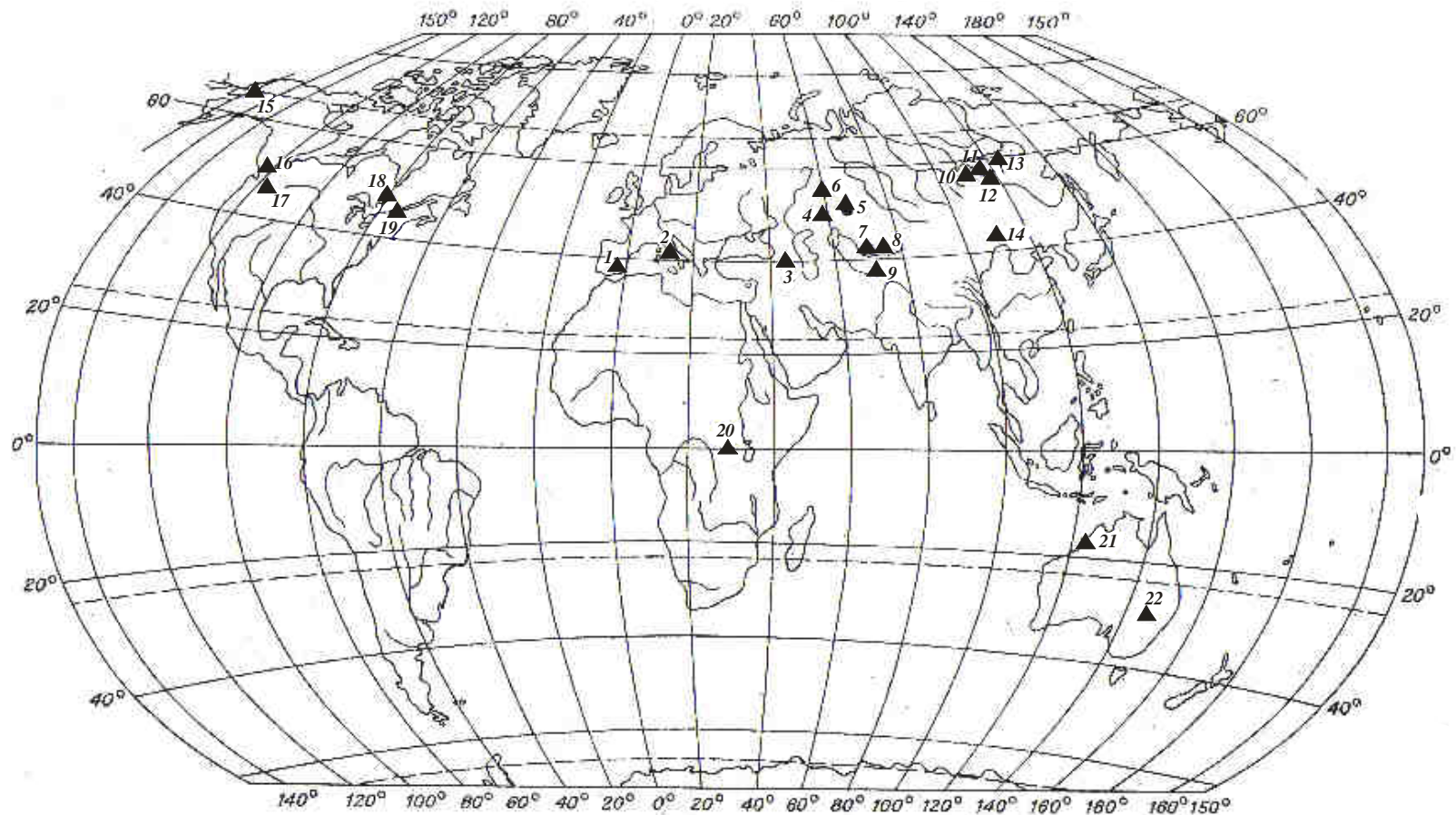


Рис. 1.1. Главные провинции калиевых щелочных пород [4, 76], с дополнениями автора:

1-22 – щелочные провинции: 1 – Испанская, 2 – Итальянская, 3 – Армянская, 4 – Центрально-Казахстанская, 5 – Северо-Казахстанская, 6 – Уральская, 7 – Южно-Казахстанская, 8 – Киргизская, 9 – Памирская, 10 – Северо-Прибайкальская, 11 – Западно-Алданская, 12 – Центрально-Алданская, 13 – Олекминская, 14 – Южно-Гобийская, 15 – Западно-Аляскинская, 16 – Северо-Кордильерская, 17 – Кордильерская, 18 – Приатлантическая, 19 – Северо-Аппалачская, 20 – Восточно-Африканская, 21 – Западно-Австралийская, 22 – Восточно-Австралийская

Таблица 1.1

Минералогия провинций калиевых щелочных пород [4, 76, 99, 159, 291]

Провинция	Массивы	Ассоциации магматических пород	Возраст пород, млн лет	Характерные метасоматические процессы	Полезные ископаемые
Центрально-Алданская	Рябиновский Якутский Ыллымахский Томмотский Мрачный Джекондинский	Трахиты, псевдолейцитовые фонолиты, шонкиниты, лаурвикиты, щелочные сиениты	120-170	Скарнирование, фенитизация, микроклинизация, серицитизация, эгиринизация, джаспероидизация	Золото, серебро, медь, полевошпатовое сырье, мусковит
Западно-Алданская	Мурунский Южно-Сакунский	Шонкиниты, псевдолейцитовые сиениты, пула- скиты, сынныриты	120-165 283-348	Скарнирование, фенитизация, карбонатизация, микроклинизация, серицитизация, эгиринизация	Глиноземное, полевошпатовое сырье, мусковит, калийные удобре- ния, чароит, золото
Северо-Прибайкаль-ская	Сыннырский, Якшинский	Шонкиниты, псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты, сынныриты	288-350	Фенитизация, микроклинизация, серицитизация	Глиноземное, полевошпатовое сырье, калийные удобрения, муско- вит, апатит
Уральская	Полевской, Нязепетровский, Ильмено-Вишнево- горский	Трахиты, псевдолейцитовые фонолиты, шонкиниты, нефелиновые, щелочные сиениты	220-450	Фенитизация, карбонатизация, микроклинизация, серицитизация, эгиринизация	Полевошпатовое сырье, редкометалльное оруденение, золото

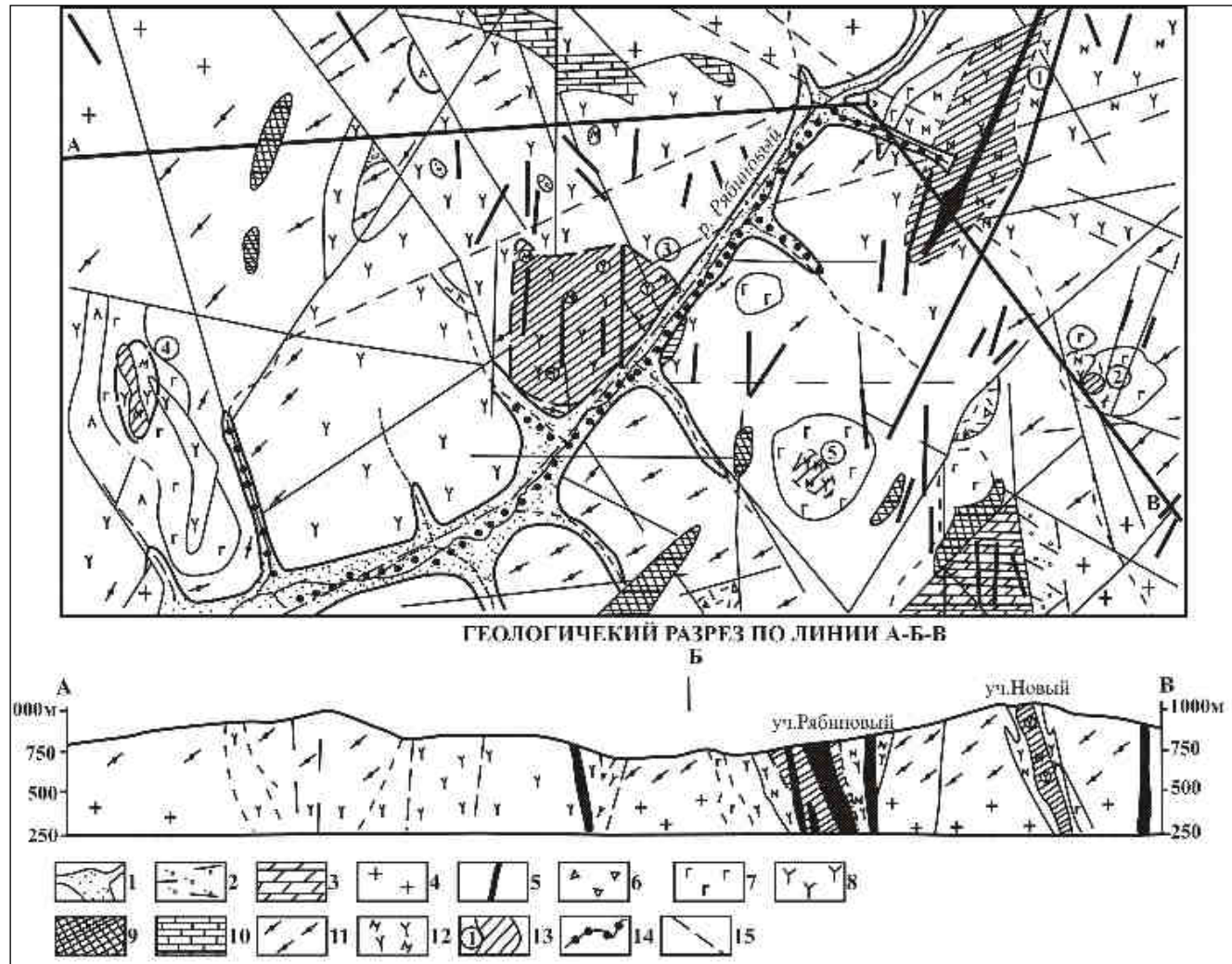
Окончание таблицы 1.1

Провинция	Массивы	Ассоциации магматических пород	Возраст пород, млн лет	Характерные метасоматические процессы	Полезные ископаемые
Северо-Казахстанская	Красномайский, Ишимский, Каратальский	Псевдолейцитовые фонолиты, трахиты, шонкиниты, щелочные сиениты	300-414	Фенитизация, карбонатизация, альбитизация, микроклинизация, серицитизация	Глиноземное, полевошпатовое сырье, корунд, мусковит, апатит, золото
Центрально-Казахстанская	Карасорский, Борсуксайский, Карсакпайский, Абаевский, Косистекский	Шонкиниты, нефелиновые, щелочные сиениты	223-353	Фенитизация, альбитизация, микроклинизация, серицитизация	Глиноземное, полевошпатовое сырье, мусковит, золото
Армянская	Тежсарский	Лейцитовые фонолиты, трахиты, нефелиновые, щелочные сиениты	32-41	Альбитизация, микроклинизация, серицитизация	Глиноземное, полевошпатовое сырье, мусковит, калийные удобрения
Северо-Кордильерская	Аллард Шток, Коппер Маунтин, Инжербелл, Гэйлор Крик, Гус Лейк, Пирамид	Трахиты, меланократовые, лейкократовые сиениты	65-205	Пропилитизация, биотитизация, калишпатизация, серицитизация	Медь, золото, серебро, платиноиды

Центрально-Алданская щелочная провинция включает рябиновский, якутский, ыллымахский, томмотский, мрачный и джекондинский вулканоплутонические комплексы, сформировавшиеся в рифтогенных зонах в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Рябиновский щелочной комплекс размещается на площади около 30 км² на юго-западной окраине Эльконского горстового поднятия. В его пределах установлено около десяти пространственно сближенных между собой многофазных интрузивов площадью 1-4 км², включающих и наиболее крупный среди них Рябиновский щелочной массив.

Структурное положение рябиновского вулканоплутонического комплекса определяется его приуроченностью к узлу пересечения разноориентированных долгоживущих глубинных разломов – Якокутского меридионального, Томмотского северо-восточного и Юхухтинского северо-западного. В строении комплекса принимают участие щелочные породы трех фаз магматической деятельности [242]. Псевдолейцитовые фонолиты и пироксеновые трахиты первой фазы (J₁-J₂) образуют ксенолиты в интрузивных породах массива. Во вторую интрузивную фазу (J₃-K₁) внедрились тела щелочных пироксенитов и габбро-идов (малиньитов, шонкинитов), лаурвикитов, щелочных сиенитов (пуласкитов, псевдолейцитовых сиенит-порфиров, сиенит-пегматитов), слагающих основную часть комплекса (Рисунок 1.2). В завершающую стадию (K₁) сформировались трубообразные тела и многочисленные дайки щелочных пикритов, минетт, бостонитов, сельвсбергитов, грорудитов, эгириновых гранитов. Кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы федоровской свиты архея, вмещающие порфировые щелочные интрузии, на контакте с ними фенитизированы. Во внешней зоне фенитов развиты кварц-ортоклазовые метасоматиты, во внутренней – эгирин-ортоклазовые метасоматиты.

Ширина ореола измененных пород архея составляет 100-500 м. В конце второй интрузивной фазы в контактовых зонах щелочных габброидов, эгириновых сиенитов сформировались диопсид-флогопитовые, тремолитовые скарны,



1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – юрские песчаники юхтинской свиты; 3 – вендские доломиты устьedomской свиты; 4 – архейские гранито-гнейсы, кристаллические сланцы; 5-12 – мезозойские магматические и метасоматические породы: 5 – дайки сиенит-порфиров, минетт, грорудитов, щелочных пикритов; 6 – взрывные брекчии сельвсбергитов; 7 – щелочные габброиды (малиньиты, шонкиниты); 8 – щелочные сиениты (эгириновые сиениты, сиенит-пегматиты, псевдолейцитовые сиенит-порфиры); 9 – магнизиальные скарны; 10 – доломитовые мраморы; 11 – фениты; 12 – серицит-микроклиновые метасоматиты по щелочным сиенитам; 13 – участки прожилково-вкрапленного золотого оруденения: 1 – Рябиновое месторождение, 2 – Новое месторождение, 3 – рудопроявление Рябчик, 4 – рудопроявление Желанное, 5 – рудопроявление Аналогичное; 14 – золотонесные россыпи, 15 – тектонические нарушения

Рис. 1.2. Схема строения рябиновского щелочного комплекса [272]

занимающие не более 5 % площади [144], и широко проявились процессы микроклинизации и серицитизации щелочных сиенитов рябиновского комплекса. В результате образовались крупные штокообразные тела серицит-микроклиновых метасоматитов площадью до нескольких квадратных километров, вмещающие прожилково-вкрапленное золотое оруденение (Рябиновое и Новое месторождения, рудопроявления Рябчик, Желанное, Аналогичное (Рисунок 1.2)). Радиологический возраст рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов, по данным К-Ar метода – 134-120 млн. лет [144, 242]. Гипсометрически выше участков золотопорфирового оруденения в магнезиальных скарнах установлена слабо золотоносная сульфидно-кварц-карбонатная минерализация (участок Лагерный) [124, 141].

Якокутский щелочной комплекс располагается на северо-западной границе Верхне-Якокутского грабена. Он был обнаружен в 1926 г. Ю. А. Били-биным. Якокутский комплекс в плане имеет форму почти правильного эллипса размером 6 x 4 км. Его длинная ось ориентирована на СВ-55°, согласно простиранию крупноамплитудных сбросов Томмотского регионального разлома. Своим восточным флангом массив примыкает к зоне Якокутского глубинного разлома.

Якокутский массив со всех сторон окружен вендско-нижнекембрийскими карбонатными породами, интенсивно мраморизованными и участками скарнированными. С юга к массиву примыкает толща юрских песчаников и алевролитов. В зоне контакта последние ороговикованы и местами фенитизированы. Мощность карбонатной толщи 400-500 м, толщи песчаников и алевролитов – 150-200 м. Якокутский комплекс сложен вулканическими и плутоническими щелочными и известково-щелочными породами (Рисунок 1.3). Наиболее ранние по времени внедрения породы комплекса представлены кварцевыми порфирами и щелочными трахитами триас-раннеюрского возраста. Следующей по времени формирования является верхнеюрская вулканогенная толща массива мощностью 550 м [33], сложенная псевдолейцитовыми базальтами, роговообманковыми трахитами, псевдолейцитовыми порфирами. Она налегает на ниже-среднеюрские песчано-алевролитовые отложения и метаморфизует их.

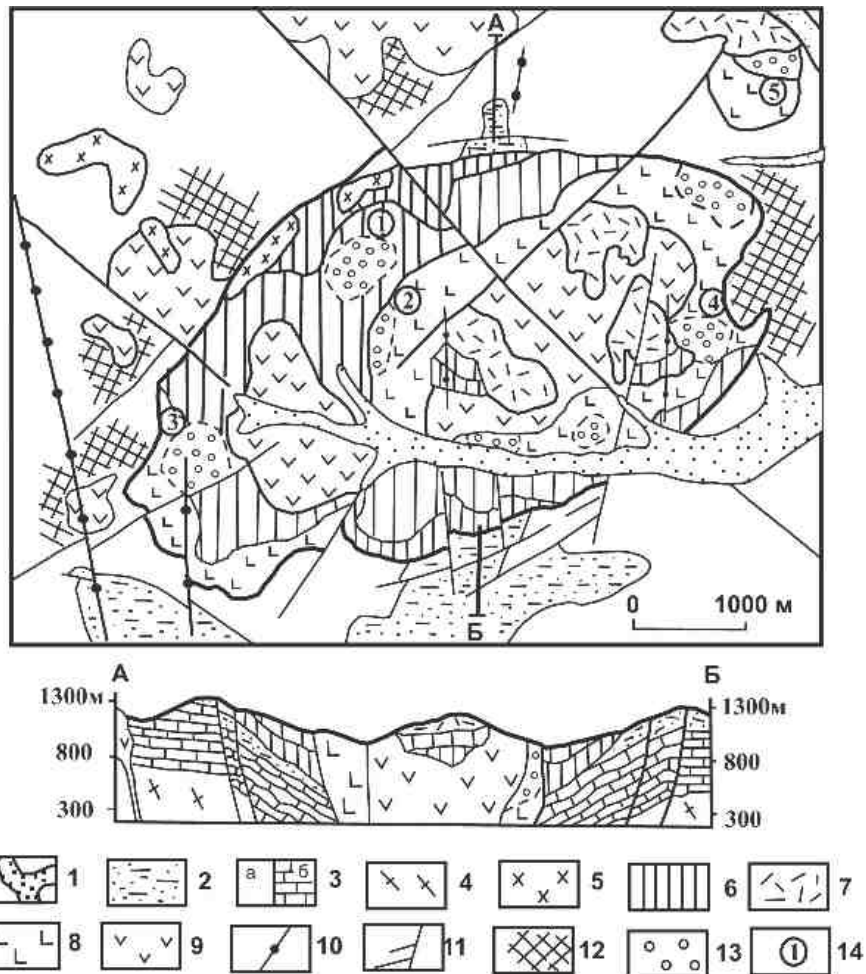


Рис. 1.3. Схема строения Якокутского щелочного массива [206]:

1 – аллювиальные отложения; 2 – юрские песчаники; 3 – доломиты венда (*а* – на плане, *б* – на разрезе); 4 – гранито-гнейсы архея (на разрезе); 5 – кварцевые порфиры; 6 – псевдолейцитовые порфиры и базальты; 7 – щелочные трахиты; 8 – щелочные сиениты; 9 – авгитовые сиениты; 10 – дайки роговообманковых сиенит-порфиров, минетт, бостонитов; 11 – разломы; 12 – магнизиальные скарны; 13 – серицит-микроклиновые метасоматиты; 14 – участки поисковых работ: 1 – Лагерный, 2 – Щелочной, 3 – Черничный; 4 – Пионерский, 5 – Ефим

Породы третьей возрастной группы (поздняя юра – ранний мел) представлены щелочными и субщелочными сиенитами. Щелочные сиениты (пуласкиты, меланитовые и эгириновые сиениты) образуют мощное, кольцевой формы дайкообразное тело, внедрившееся в центр вулканогенного кольца. Вблизи контакта вулканогенные породы ороговикованы, участками катаклазированы, прорваны дайками и жилами щелочных сиенитов. Наиболее поздними в группе щелочных сиенитов являются жилы ортоклазовых сиенит-пегматитов. Формирование plutonic пород третьей группы завершают субщелочные авгитовые сиениты, образующие в пределах комплекса два крупных штока (Рисунок 1.3). Магматическая

деятельность в Якокутском массиве закончилась внедрением меловых даек роговообманковых порфиров, минетт, бостонитов. В конце третьего этапа магматизма в пределах Якокутского массива широко проявились метасоматические процессы. К наиболее ранним образованиям относятся диопсид-флогопитовые, диопсид-магнетитовые и тремолитовые скарны, развитые на контактах щелочных и субщелочных сиенитов с нижнекембрийскими карбонатными породами. Позднее на разных участках якокутского комплекса (Щелочной, Лагерный, Пионерский, Ефим, Черничный) по щелочным сиенитам и псевдолейцитовым порфирам сформировались биотит-серицит-микроклиновые метасоматиты, содержащие вкрапленную золото-сульфидную минерализацию.

Ыллымахский щелочной комплекс был закартирован в 1937 году в масштабе 1:25 000 Ю. А. Билибиным, а позднее подробно описан им в монографии [17]. Геологическая позиция Ыллымахского щелочного массива определяется его размещением на границе Верхне-Якокутского грабена в непосредственной близости к узлу пересечения активизированных в мезозое крупных докембрийских глубинных разломов – Юхтинского, имеющего северо-западное простирание, и Ыллымахского северо-восточного простирания. Массив со всех сторон окружен карбонатными породами венда и нижнего кембрия мощностью 200-300 м, залегающими почти горизонтально на размытой поверхности архейского кристаллического фундамента. Ыллымахский щелочной комплекс имеет в плане форму слегка вытянутого овала размером 5,1 x 4,4 км. Строение массива концентрически-зональное. Его внешнюю зону образует кольцевая дайка щелочных габброидов (малиньитов, шонкинитов) и меланократовых щелочных сиенитов, промежуточную зону формируют крупные штоки нефелиновых и щелочных сиенитов, во внутренней зоне расположено изометричное тело эгириновых гранитов и эруптивных брекчий этих пород (Рисунок 1.4). Кровлей массива являлась эффузивная толща псевдолейцитовых фонолитов и базальтоидов мощностью около 500 м [33], сохранившихся от размыва в опущенных блоках.

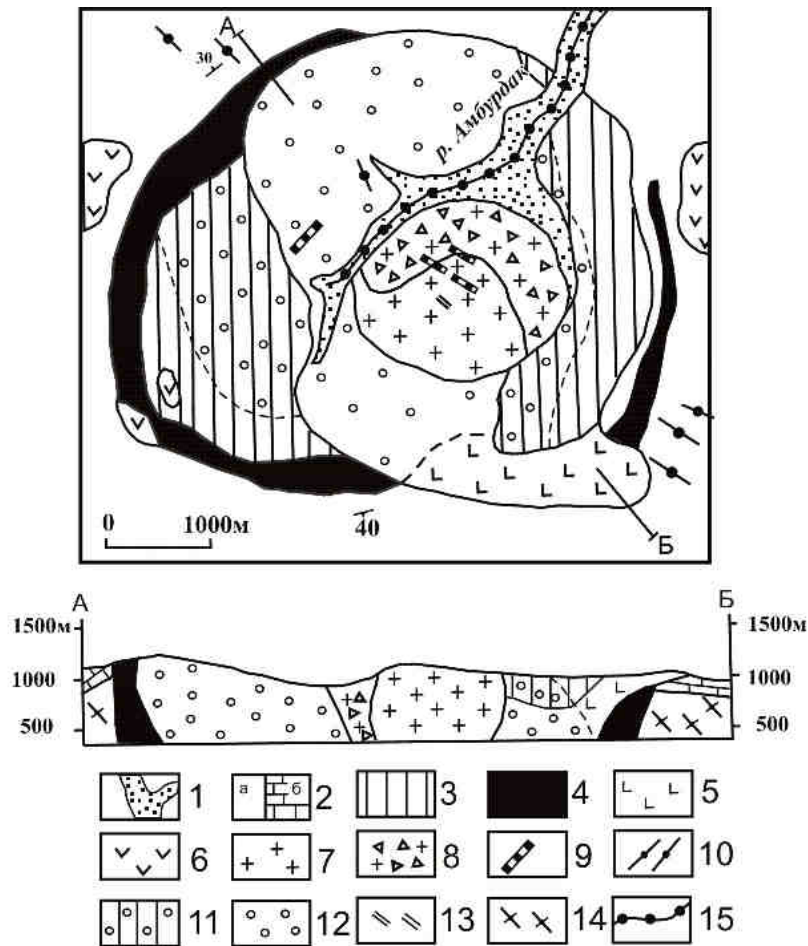


Рис. 1.4. Схема строения Ыллымахского щелочного массива [113]:

1 – аллювиальные отложения; 2 – доломиты венда (*a* – на плане, *б* – на разрезе); 3 – псевдолейцитовые порфиры; 4 – малиньиты; 5 – щелочные и нефелиновые сиениты; 6 – сиенит-порфиры; 7 – эгириновые граниты и граносиениты; 8 – эруптивные брекчии эгириновых гранитов; 9 – дайки щелочных базальтоидов; 10 – дайки сельвсбергитов, эгириновых сиенит-порфиров; 11 – эпилейцитовые порфиры; 12 – серицит-микроклиновые метасоматиты; 13 – кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты; 14 – гранито-гнейсы архея (на разрезе); 15 – россыпи золота

Возрастная последовательность пород (от древних к молодым): щелочные эффузивы – щелочные габброиды и меланократовые сиениты – щелочные и нефелиновые сиениты – субщелочные сиениты, граносиениты, грорудиты и эгириновые граниты – поздние дайки сиенит-порфиров, бостонитов, сельвсбергитов. Возраст пород массива определяется как позднемезозойский [17]. Диапазон формирования пород эффузивной и интрузивной серий, по [264], 165 ± 5 – 131 ± 4 млн лет. На постмагматическом этапе в штоках щелочных сиенитов сформировались крупные тела серицит-микроклиновых метасоматитов, вмещающих вкрапленную золоторудную минерализацию. А в штоке эгириновых гранитов образовались жилы практически незолотоносных эгирин-полевошпат-кварцевых метасоматитов.

Томмотский вулcano-плутон расположен на площади около 30 км² в северной части Нимгерканского рудного узла. Эффузивная толща массива залегает в кальдере проседания. Она имеет двучленное строение [145]. Нижняя часть ее сложена щелочными трахитами, ортоклазовыми базальтами, псевдолейцитовыми фонолитами, верхняя часть выполнена трахитами, ортоклазсодержащими трахиандезитами и базальтами. Мощность нижней толщи 220 м, верхней толщи – 200 м. Возраст эффузивной толщи среднеюрский. В верхнеюрско-меловой интрузивный этап в пределах комплекса сформировались сначала щелочные и нефелиновые сиениты, а затем роговообманковые, авгитовые сиениты и микросиениты субщелочного ряда (Рисунок 1.5).

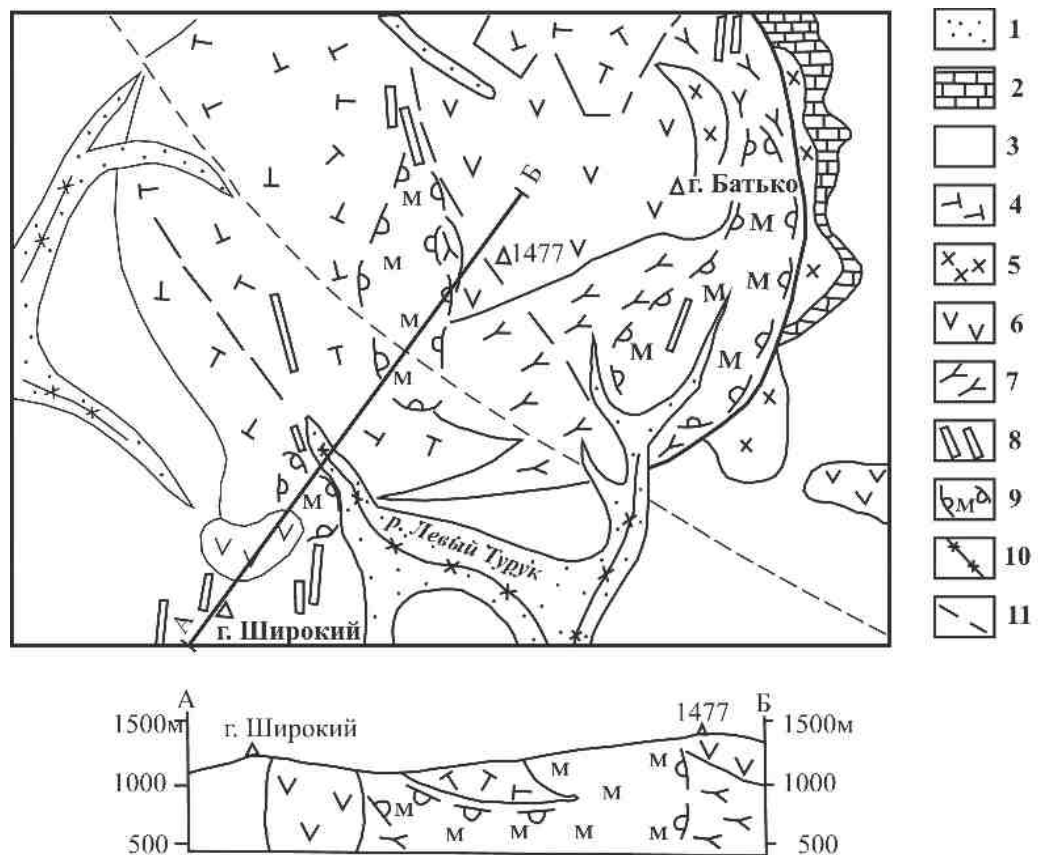


Рис. 1.5. Схема геологического строения Томмотского щелочного массива [114], с дополнениями автора:

1 – современные аллювиальные отложения (Q₁); 2 – карбонатные породы платформенного чехла (V-Є); 3 – метаморфические породы кристаллического фундамента (Ar₁); 4 – щелочные и субщелочные эффузивы Томмотского вулcano-плутона; 5 – авгит-роговообманковые сиениты; 6 – авгитовые сиениты и микросиениты; 7 – щелочные и нефелиновые сиениты; 8 – поздние дайки сиенит-порфиров; 9 – ореолы формации серицит-микроклиновых метасоматитов; 10 – россыпи золота; 11 – главные разрывные нарушения

В меловой этап образовались многочисленные дайки щелочных и субщелочных пород (роговообманковых сиенит-порфиров, ортофиров, бостонитов, сельвсбергитов, лампрофиров) субмеридионального и северо-западного простирания. На площади Томмотского вулканоплутона и его ближайшего обрамления, по данным проведенных поисковых и тематических работ [16, 111, 114], установлено проявление двух самостоятельных золотопродуктивных метасоматических формаций – серицит-микроклиновых метасоматитов в щелочных сиенитах Томмотского массива с вкрапленной золото-сульфидной минерализацией рябиновского типа (зоны Контактная, Безымянная) и джаспероидной в восточном обрамлении вулканоплутона среди гидротермально измененных сиенитов, магнезиальных диопсид-флогопитовых скарнов и доломитовых мраморов с минерализацией самолазовского подтипа золотого оруденения (рудопроявление Батько).

Мрачный щелочной комплекс, размещающийся на площади около 2 км², слагают пуласкиты и нордмаркиты позднеюрского-раннемелового возраста (Рисунок 1.6). Он характеризуется относительно небольшим уровнем эрозионного среза, что подтверждается наличием маломощной (первые метры) эффузивной кровли, представленной мелкозернистыми щелочными трахитами, в юго-восточной части массива (абс. отм. 1285,4 м). В обрамлении комплекса развиты венд-кембрийские карбонатные породы платформенного чехла, представленные серыми, битуминозными, оолитовыми доломитами и мергелями устьюдомской, пестроцветной, тумулдурской и унгелинской свит. В восточной части площади выделяется блок, сложенный юрскими песчаниками юхтинской свиты. В контактовой зоне массива с карбонатными породами образовалась протяженная зона магнезиальных скарнов диопсид-флогопитового, флогопитового, тремолит-флогопитового состава. В тектоническом отношении мрачный и томмотский щелочные комплексы размещаются в пределах Юхтино-Пуриканской рудной зоны, образованной системой разломов преимущественно северо-западного направления.

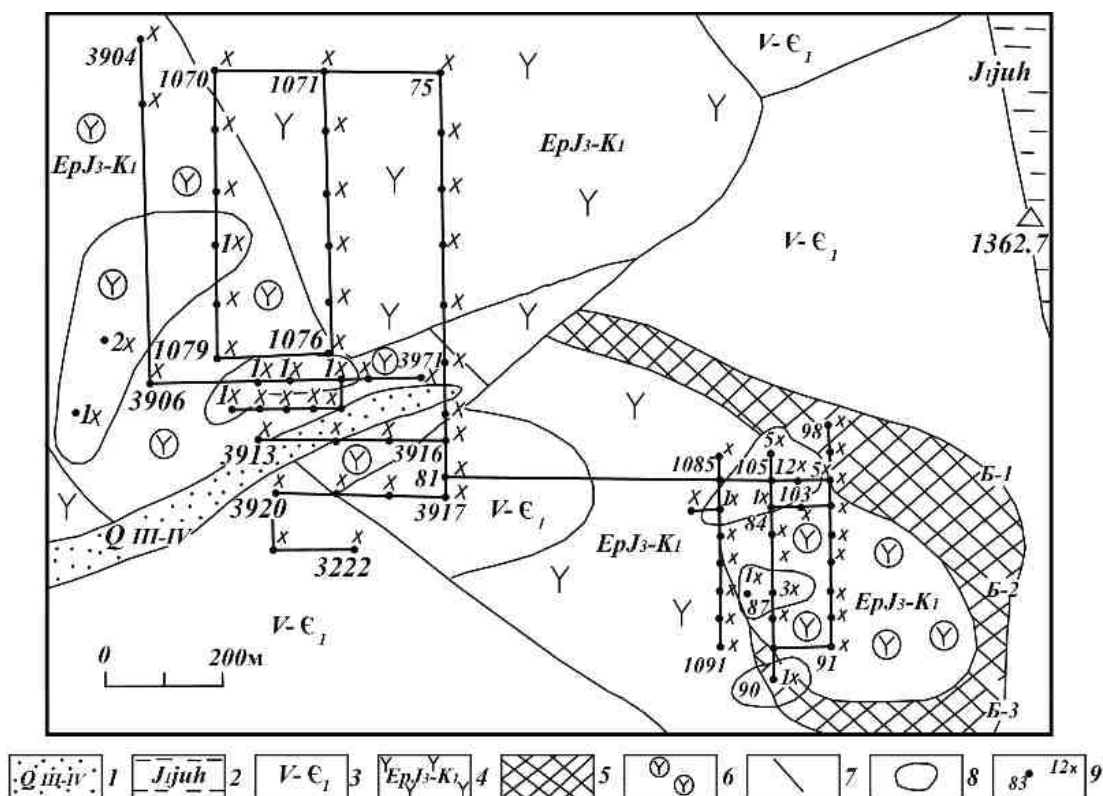


Рис. 1.6. Схематическая геологическая карта Мрачного щелочного массива [44], с дополнениями автора:

1 – верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения; 2 – нижнеюрские песчаники юхтинской свиты; 3 – венд-нижнекембрийские карбонатные отложения платформенного чехла; 4 – верхнеюрские-нижнемеловые пуласкиты и нордмаркиты; 5 – диопсидовые и диопсид-флогопитовые скарны; 6 – микроклинизированные и серицитизированные сиениты; 7 – разрывные нарушения; 8 – шлиховые ореолы золота в элювиально-делювиальных отложениях по данным опробования Алданского отряда УГГА (2000 г.); 9 – точка наблюдения и ее номер (внизу), количество золотин в шлиховой пробе объемом 3 дм³ (вверху)

Строение мрачного щелочного комплекса и его ближайшего обрамления осложнено развитием разрывных нарушений субмеридионального, субширотного и диагонального направлений. В постмагматический этап в щелочных сиенитах массива проявились гидротермально-метасоматические процессы микроклинизации и серицитизации, сопровождавшиеся развитием вкрапленной золоторудной минерализации [55].

Джекондинский вулcano-плутонический комплекс диаметром около 4,5 км прорывает доломиты нижнего кембрия. Его геологическое строение изучали Ю. А. Билибин, П. П. Смолин, С. М. Кравченко, С. В. Власова, Т. В. Билибина и др. [17, 145, 146, 198]. Эффузивные образования располагаются в центральной части массива и занимают около 40 % площади. Они представлены верхнеюрски-

ми щелочными трахитами, анальцимовыми порфирами, псевдолейцитовыми трахитами и базальтами, их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися с кремнистыми аргиллитами. Видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает, по данным работы [146], 650 метров. Наиболее ранними интрузивными породами являются раннемеловые меланитовые нефелиновые сиениты, представленные дугообразным телом шириной до 800 м на восточной окраине Джекондинского массива. В южной и северной частях массива эффузивы прорваны штокообразными телами трахитоидных эгирин-авгитовых щелочных сиенитов (Рисунок 1.7).

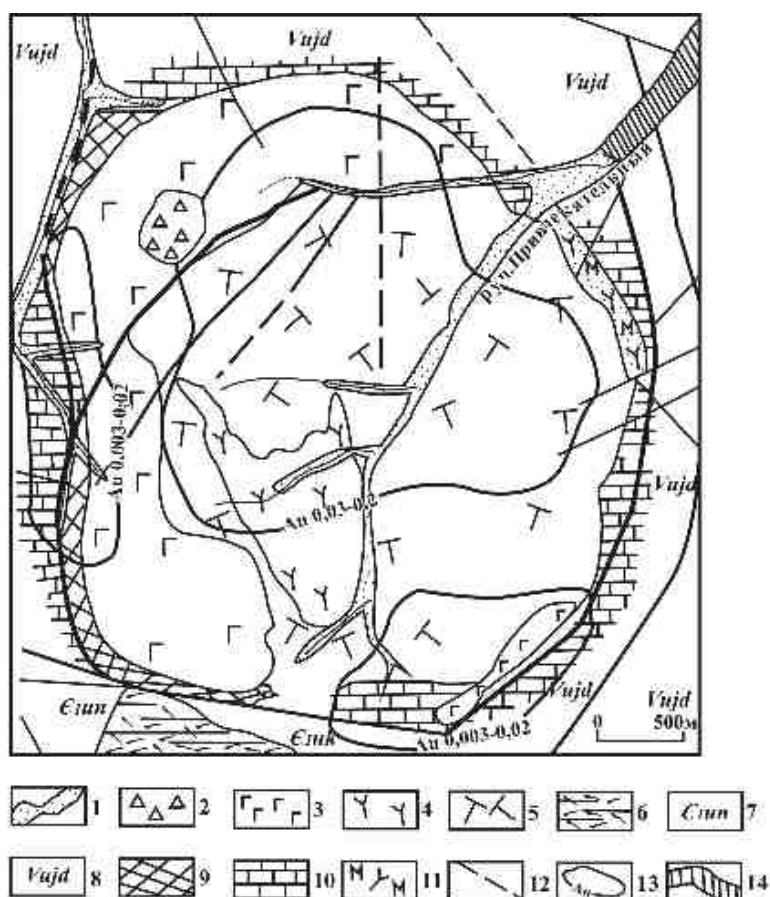


Рис. 1.7. Схематическая геологическая карта джекондинского щелочного комплекса [33], с дополнениями автора:

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – сиенит-порфиры мелового возраста; 3 – шонкиниты, меланократовые сиениты, субщелочные сиениты позднеюрского-раннемелового возраста; 4 – нефелиновые и щелочные сиениты позднеюрского-раннемелового возраста; 5 – средне-позднеюрские псевдолейцитовые и эпилейцитовые фонолиты и трахиты; 6 – юрские песчаники юхтинской свиты; 7 – раннекембрийские доломиты унгелинской свиты; 8 – вендские доломиты устьюдомской свиты; 9 – магнезиальные скарны; 10 – доломитовые мраморы; 11 –

мусковитизированные сиениты; 12 – разрывные нарушения; 13 – вторичные геохимические аномалии золота, г/т; 14 – россыпи золота

Более поздние пироксеновые сиенито-диориты образуют подковообразное тело, охватывающее джекондинский комплекс с запада, юга и севера. Среди эффузивных пород развиты многочисленные меловые дайки сельвсбергитов, граносиенитов, сиенит-аплитов. Останцы доломитов среди сиенито-диоритов скарнированы. Магнезиальные скарны по составу магнетит-шпинель-диопсидовые и флогопитовые. Выполняющие кальдеру проседания Джекондинского массива эффузивные породы, по данным С. М. Кравченко [145], на постмагматическом этапе в результате проявления процессов микроклинизации и серицитизации преобразованы в «эпилейцитовые» трахиты и базальты. В северо-восточной части массива установлены также гидротермально измененные мусковитизированные сиениты. Микроклинизированные и серицитизированные щелочные породы джекондинского комплекса выделяются геохимическими аномалиями золота (0,003-0,2 г/т) [76].

Центрально-Алданская щелочная провинция является продуктивной на золотопорфировый тип оруденения [81]. В её пределах в микроклинизированных и серицитизированных сиенитах рябиновского щелочного комплекса установлены месторождения (Рябиновое, Новое) и рудопроявления (Рябчик, Аналогичное, Желанное) золота [10, 272]. В других калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданской провинции (якутском, ыллымахском, томмотском, мрачном) при проведении поисковых и тематических работ в развитых в их пределах на надрудном уровне (инт. 950-1300 м) гидротермально измененных сиенитах, щелочных трахитах и псевдолейцитовых фонолитах была выявлена непромышленная вкрапленная сульфидная минерализация [14, 15, 16, 111, 113], представленная преимущественно пиритом с преобладающими содержаниями золота в пробах доли г/т, реже первые г/т.

Западно-Алданская щелочная провинция приурочена к северо-западной части Алданского щита (Чарская глыба). Она включает мурунский щелочной комплекс и Южно-Сакунский массив, становление которых связано с мезозой-

ским и позднепалеозойским этапами региональной тектоно-магматической активизации.

Мурунский мезозойский щелочной комплекс (Рисунок 1.8), расположенный на северо-западной окраине Алданского щита на водоразделе рек Чара и Токко, включает Большемурунский, Маломурунский и Догалдынский массивы, приуроченные к пересечению Кеме-Кебекшинского и Атбастах-Торгойского региональных разломов [198]. На севере, западе и востоке щелочные породы комплекса контактируют с позднепротерозойскими терригенными и карбонатными породами, на юге – с архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами. В составе Большемурунского массива размером 6×4 км преобладают щелочные и кварцевые сиениты.

Догалдынский массив площадью около 40 км² расположен к югу от Большемурунского массива. Его периферическая зона шириной 500-700 м сложена лаурвикитами и шонкинитами, промежуточная зона мощностью около 2 км образована щелочными сиенитами, центральную часть занимают кальсилитовые и нефелиновые сиениты [208]. Маломурунский массив размером 7,5×3,5 км имеет наиболее сложное строение, характеризующееся последовательным чередованием лейкократовых (нефелиновые, кальсилитовые и псевдолейцитовые сиениты) и меланократовых (шонкиниты, фергуситы, щелочные пироксениты) пород [122]. Интрузивный этап завершился формированием многочисленных даек минетт, сельвсбергитов, грорудитов, тингуаит-порфиров. В северной части массива развиты также эффузивные породы: щелочные трахиты и лейцитовые фонолиты. По интрузивным и эффузивным щелочным породам мурунского комплекса в результате проявления на постмагматическом этапе метасоматических процессов микроклинизации и серицитизации образовались эпилейцитовые сиениты и фонолиты (Рисунок 1.8). Время образования ранних микроклинитов по псевдолейцитовым сиенитам – 112 ± 5 млн лет [31]. В контактовом ореоле Маломурунского массива с вмещающими породами в его северной и северо-восточной частях сформировались диопсид-гранатовые и диопсид-флогопитовые скарны, а в южной части – зона фенитизации шириной до 3 км [122], в пределах которой расположены уча-

стки проявления карбонатитов и чароитовой минерализации месторождения «Сиреневый Камень», сопряженной с кварц-эгирин-микроклиновыми метасоматитами (Рисунок 1.8).

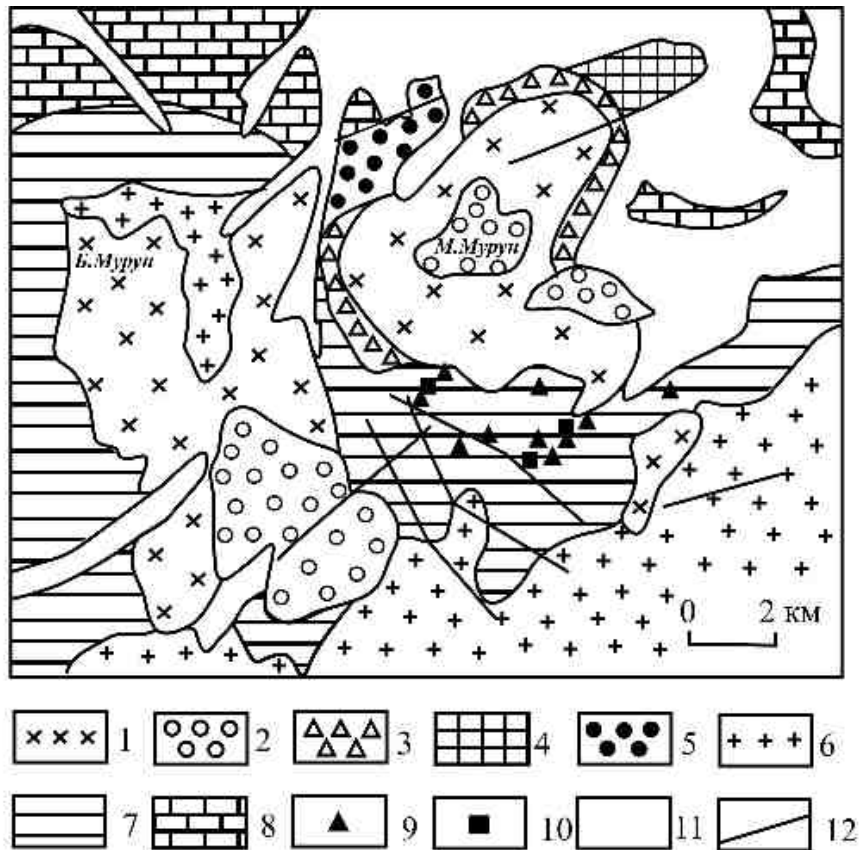


Рис. 1.8. Схема геологического строения мурунского щелочного комплекса [122, 130]:

1 – щелочные, псевдолейцитовые и эпилейцитовые сиениты; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – сынныриты, меланократовые сынныриты, фергуситы, якутиты, ийолиты; 4 – шонкиниты, авгитовые сиениты; 5 – трахиты, лейцитовые и эпилейцитовые фонолиты; 6 – ранне-докембрийские гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы; 7 – позднедокембрийские песчаники с прослоями доломитов; 8 – позднедокембрийские доломиты, известковистые доломиты, мергели; 9 – участки проявления чароитовых пород; 10 – участки проявления карбонатитов; 11 – четвертичные отложения; 12 – разломы

При проведении на площади Маломурунского массива геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния в масштабе 1: 50 000 установлены аномалии золота, серебра, меди, свинца, в пределах которых в измененных сиенитах горными выработками вскрыты минерализованные зоны с золотопорфировым оруденением предположительно рябиновского типа [167]. По данным этих авто-

ров, содержания золота в минерализованных зонах – 1-2 г/т, а в обогащенных участках – до 5-7 г/т.

Южно-Сакунский массив расположен в северо-восточной части Удоканского хребта на площади около 10 км². На юге, западе и востоке массив прорывают отложения раннепротерозойской удоканской серии, представленные метапесчаниками, метаалевролитами и слюдистыми сланцами с подчиненными прослоями карбонатных пород [208]. На севере Южно-Сакунский массив ограничен крупным телом постщелочных граносиенитов. В строении массива ясно выражена расчлененность и двухчленная стратификация [122]. Образующая в массиве внешнюю зону нижняя пачка сложена преимущественно мезократовыми породами – мезопуласкитами, лужитанитами, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами, шонкинитами. В верхней пачке, занимающей внутреннюю зону, преобладают лейкократовые щелочные породы – нефелинсодержащие сиениты, трахитоидные пуласкиты, кальсилитсодержащие высококалиевые сиениты-сынныриты (Рисунок 1.9). Возраст щелочных пород Южно-Сакунского массива каменноугольный-верхнепермский (Таблица 1.1). По всему экзоконтакту массива установлена интенсивная фенитизация. На более позднем этапе в ослабленных зонах разрывных нарушений среди нефелинсодержащих щелочных сиенитов сформировались светло-слюдисто-микроклиновые метасоматиты [122, 208]. Сынныриты Южно-Сакунского массива в минерагеническом отношении рассматриваются как источник глиноземного сырья, а светлослюдисто-микроклиновые метасоматиты – как источник полевошпатового сырья и мусковита. Во вмещающих их зонах трещиноватости и брекчирования установлена также прожилково-вкрапленная золото-содержащая железо-медная минерализация: пирит, пирротин, халькопирит, иногда борнит, малахит, шеелит, флюорит [8].

Северо-Прибайкальская щелочная провинция приурочена к длительно развивающейся подвижной зоне северо-восточного направления на границе байкалид и Сибирской платформы [159]. В пределах провинции известные щелочные массивы (Сыннырский, Бурпалинский, Якшинский) размещаются в палеозойских зонах рифтогенеза Байкало-Становой области, маркируются глубинными разло-

мами, грабенами. Наиболее крупный среди них сыннырский щелочной комплекс, включающий Сыннырский и Якшинский высококалийевые массивы, расположен в среднем течении р. Левой Мамы в 150 км к северо-востоку от северной оконечности озера Байкал.

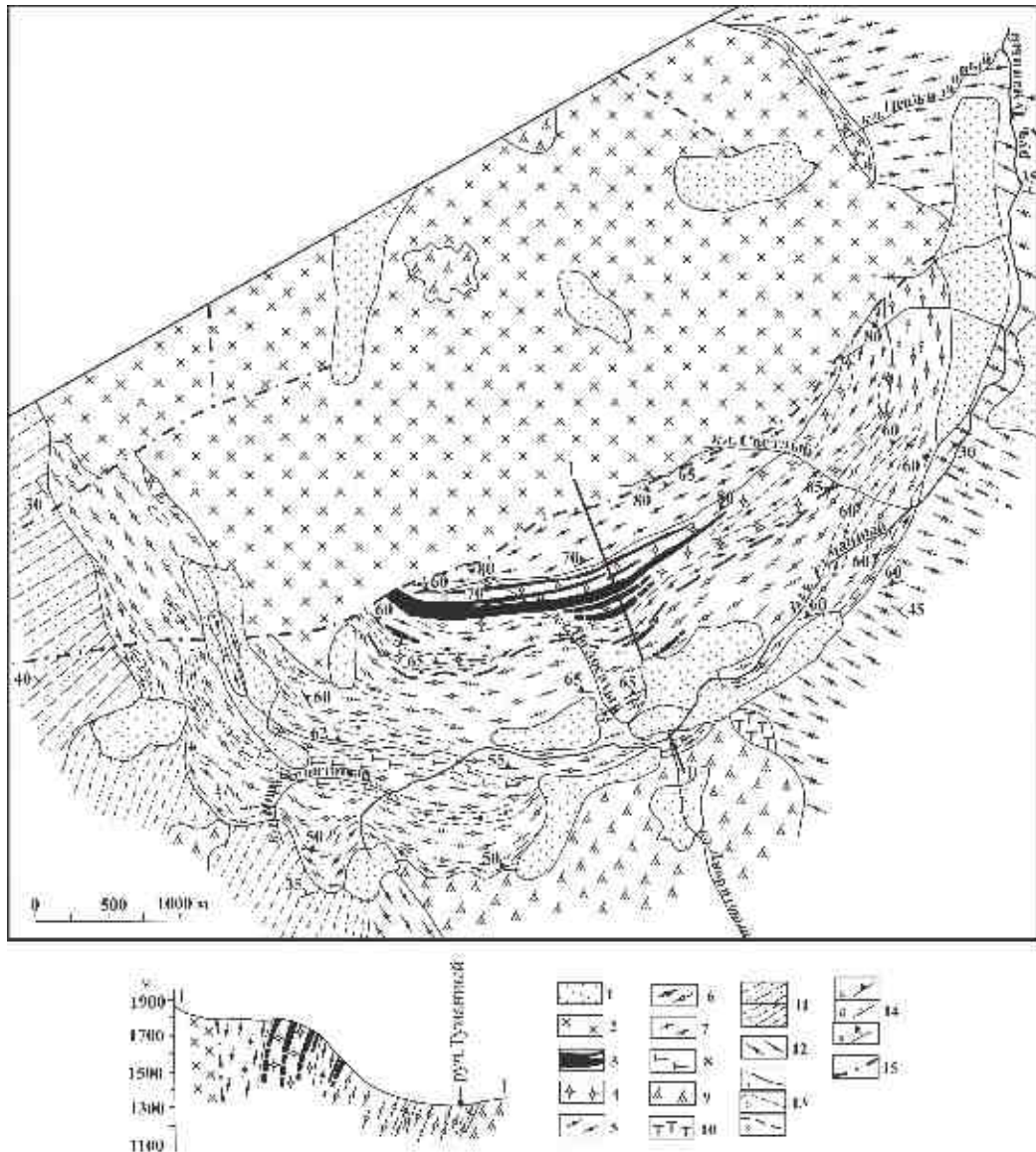


Рис. 1.9. Строение Южносакунского высококалийевого массива [122]:

1 – четвертичные отложения; 2-8 – породы ханинского комплекса: 2 – граносиениты, кварцевые сиениты; 3 – кальсилитовые сиениты-сынныриты; 4 – кальсилит- и нефелинсодержащие сиениты с горизонтами пуласкитов и псевдолейцитовых сиенитов, светлослюдисто-микроклиновые метасоматиты; 5 – лейкократовые щелочные и фельдшпатоидные сиениты; 6 – мезократовые пуласкиты; 7 – лузитаниты; 8 – шонкиниты, слюдистые пироксениты; 9, 10 – породы ингамакитского комплекса: 9 – диориты, кварцевые диориты, 10 – пироксениты; 11, 12 – вмещающие породы: 11 – ранний протерозой (а - метапесчаники, алевролиты, б - биотитовые сланцы, карбонатные породы), 12 – гнейсы, амфиболовые сланцы архея, граниты чуйско-кадарского комплекса; 13 – границы: а - геологические, б - петрографические, в - серий и пачек щелочных по-

род; 14 - элементы залегания: *a* - флюиальность, трахитоидность, полосчатость, *b* - слоистость, сланцеватость, гнейсовидность, *в* - плоскости контакта; 15 – линии разломов

На западе и северо-западе Сыннырский массив прорывает вендские отложения холодненской свиты, представленные гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми и слюдистыми сланцами, на юге и юго-востоке – нижне-среднекембрийские известняки и доломиты. На северо-востоке он граничит с потщелочными граносиенитами конкудеро-мамаканского комплекса. Для Сыннырского щелочного массива площадью 585 км² характерны округлая в плане форма и зональное внутреннее строение [122, 208]. В периферической зоне массива развиты щелочные и нефелинсодержащие мезократовые и лейкократовые сиениты. Промежуточная зона сложена повышенно калиевыми псевдолейцитовыми сиенитами с линзами шонкинитов и высококалиевыми нефелин-кальсилитовыми псевдолейцититами-сынныритами (Рисунок 1.10). Во внутренней зоне массива образовались трахитоидные пуласкиты. На завершающей стадии в пределах массива сформировались дайки мончикитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, аплитов. В кровле сыннырского комплекса установлены ксенолиты щелочных эффузивов, представленных псевдолейцитовыми порфирами и псевдолейцит-нефелиновыми тефритами [235]. Магматические породы сыннырского комплекса близки по абсолютному возрасту с породами Южно-Сакунского массива (Таблица 1.1). Значительную роль в строении сыннырского щелочного массива играют позднепалеозойские постмагматические образования, представленные фенитами и светлослюдисто-микроклиновыми метасоматитами [122, 208], развитыми преимущественно среди псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов промежуточной зоны. Заметное распространение вторичных слюдисто-щелочнополевошпатовых метасоматитов среди нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов отмечается на отдельных участках Якшинского массива (Рисунок 1.11), расположенного в нескольких сотнях метров от Сыннырского массива. Фениты и серицит-микроклиновые метасоматиты Сыннырского массива содержат вкрапленность сульфидов, представленных преимущественно пиритом и более редкими пирротинном, халькопиритом, галенином и молибденитом [240].

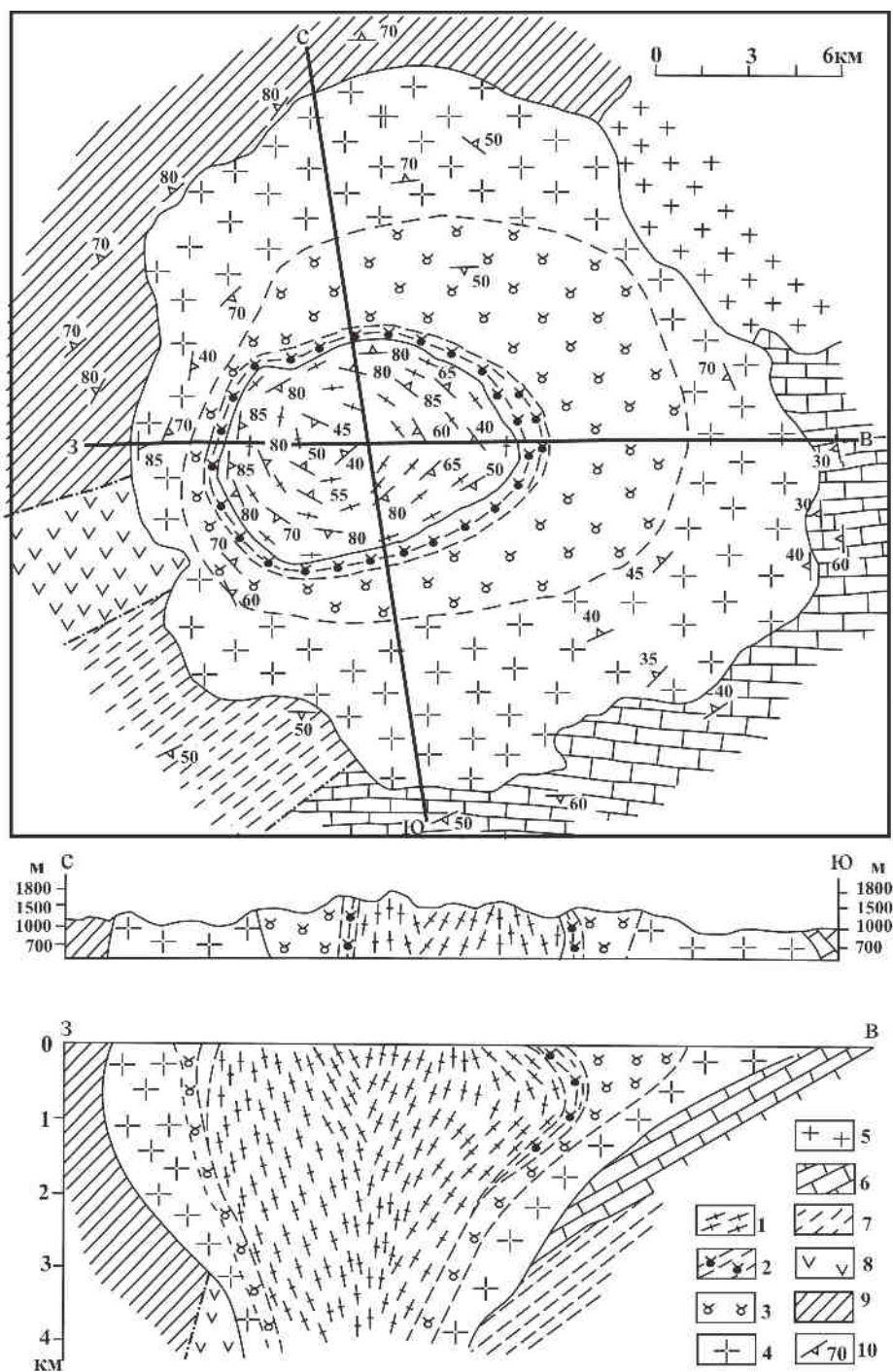


Рис. 1.10. Строение Сыннырского высококалиевого массива [122]:

1 – диапировый шток щелочных и нефелинсодержащих сиенитов, вторая интрузивная фаза; 2 - 4 – лакколитоподобная интрузия нефелиновых и кальсилитовых сиенитов первой фазы: 2 - кальсилит-калишпатовые псевдолейцитовые сиениты-сынныриты и светло-слюдистые калишпатовые метасоматиты внутренней зоны, 3 - псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты промежуточной зоны, 4 - нефелиновые сиениты, фойяиты, иногда псевдолейцитовые и щелочные сиениты внешней зоны; 5 – гранитоиды витимканского комплекса позднего палеозоя; 6 – известняки кооктинской свиты среднего кембрия; 7 – песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты холоднинской свиты раннего кембрия; 8, 9 – эффузивы основного (8) и среднего (9) состава сыннырской свиты протерозоя; 10 – элементы залегания пород

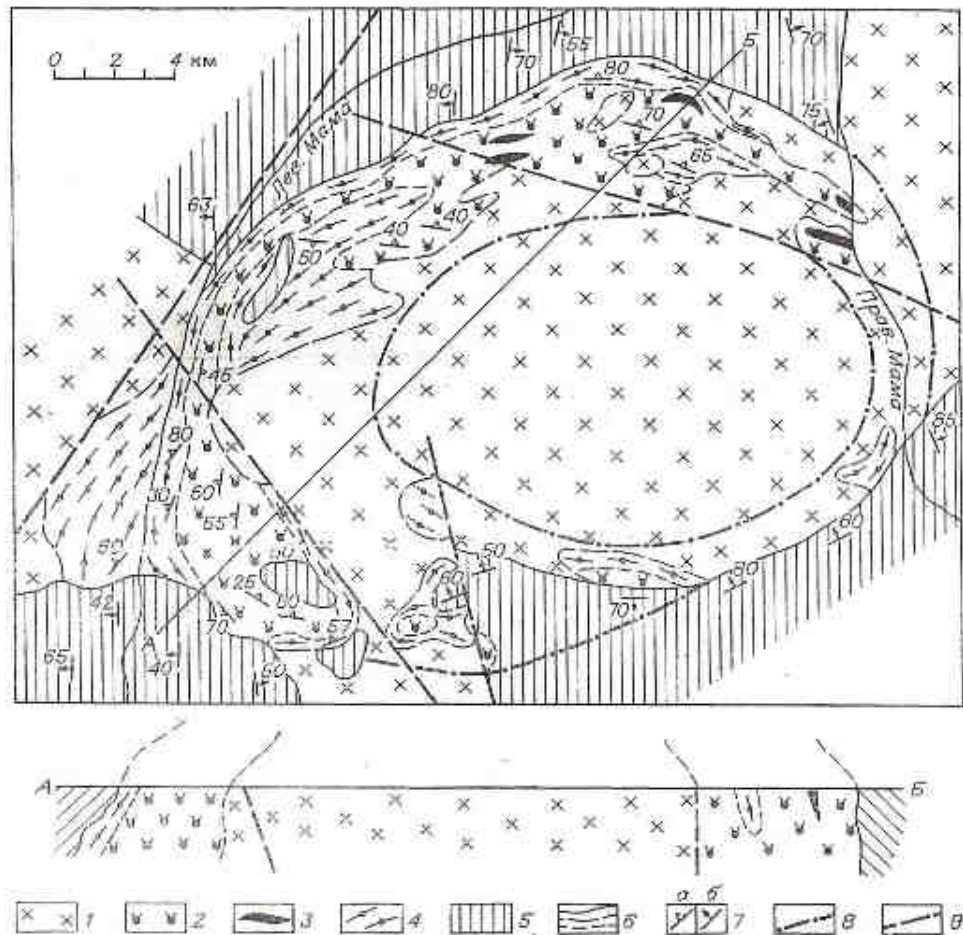


Рис. 1.11. Строение Якшинского щелочного массива [122]:

1 – гранитоиды витимканского комплекса позднего палеозоя; 2 – нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты, светлослюдисто-микроклиновые метасоматиты; 3 – кальсилитовые и кальсилит-нефелиновые сиениты (сынныриты); 4 – трахитоидные щелочные сиениты; 5 – осадочные, вулканогенные и метаморфические породы докембрия и кембрия; 6 – геологические и петрографические границы; 7 – элементы залегания: *а* - первично-магматических структур течения в щелочных породах, *б* - слоистости, сланцеватости, гнейсовидности вмещающих пород; 8 – предполагаемые первичные контуры кольцевой щелочной интрузии до внедрения более молодых гранитоидов, установленные по аэро- и космоснимкам; 9 – зоны разломов

Северо-Прибайкальская и Западно-Алданская щелочные провинции близки между собой по минерагенической специализации (Таблица 1.1).

В Уральской провинции процессы постмагматической микроклинизации и серицитизации щелочных пород проявились в пределах полевого, нязепетровского, ильмено-вишневогорского и изьявожского комплексов [76, 78]. Полевой, нязепетровский, ильмено-вишневогорский комплексы сформировались в период палеозойской тектоно-магматической активизации широтных структур Уральского складчатого пояса [212, 265]. Геотектоническая позиция щелочных комплексов

определяется их размещением в зоне сочленения Главного Уральского глубинного разлома и широтной Уфимско-Челябинской «теневой» блоковой структуры шириной с юга на север около 200 км, расположенной на стыке Южного и Среднего Урала напротив Уфимского выступа. Эта структура проявляется наличием метаморфических, магматических и метасоматических комплексов платформенного типа и представляет собой в разной мере переработанный реликт древней платформы, служивший барьером между Тагильским и Магнитогорским геосинклинальными трогами [265].

Щелочные породы полевого комплекса, изучавшиеся А. Н. Феногеновым, В. А. Коротеевым, А. Н. Угрюмовым, Г. П. Дворником [85, 140, 245, 257], представлены трахитами, псевдолейцитовыми фанолитами, вмещающими небольшие штоки сиенитов и сиенито-диоритов (Рисунок 1.12). Они выполняют меридионально вытянутую синклираль (грабен) протяженностью 25 км и шириной 2-5 км, ограниченную разломами. Геологический возраст пород комплекса S_2-D_2 [245]. На более позднем этапе щелочные эффузивы полевого комплекса подверглись постмагматическим гидротермальным изменениям, выразившимся в их микроклинизации, серицитизации и образовании «эпилейцитовых» порфиров.

Эффузивные и интрузивные щелочные породы Нязепетровского района образуют единый вулканоплутонический комплекс базальтоидного типа, приуроченный к глубинным разломам [267]. Вулканогенные породы комплекса включают трахитовые порфиры и трахиандезито-базальты, залегающие среди среднеордовикских туфов основного состава в виде крутопадающих пластовых тел протяженностью до 1200 м и мощностью до 200 м. С ними ассоциируют небольшие штокообразные тела размером до 1000 x 350 м и дайки нефелиновых и щелочных сиенитов (Рисунок 1.13). В северной части комплекса развиты шонкиниты, образующие линзы мощностью до нескольких десятков метров. К-Аг возраст щелочных пород Нязепетровского района верхнесилурийский-нижнедевонский (291-450 млн лет) [238, 267]. По данным этих авторов, в щелочных и нефелиновых сиенитах нязепетровского комплекса на постмагматическом этапе проявились процессы

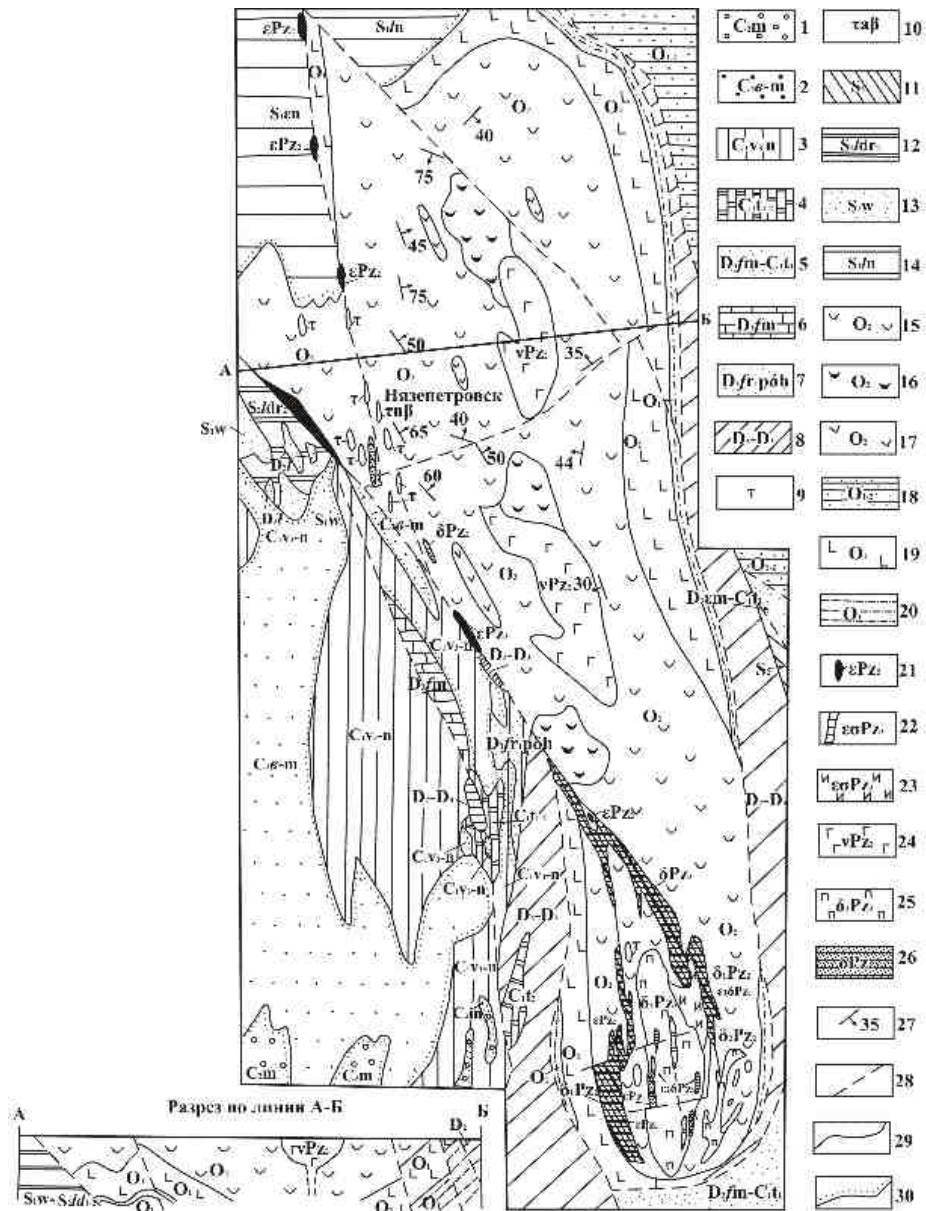


Рис. 1.13. Схема геологического строения Нязепетровского района [267]:

1 – полимиктовые конгломераты; 2 – полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов и известняков; 3 – известняки; 4 – органогенно-обломочные известняки; 5 – переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 6 – известняки; 7 – карбонатно-терригенные отложения; 8 – известняки; 9 – трахитовые порфиры; 10 – трахиандезито-базальтовые порфиры; 11 – доломиты; 12 – известняки, доломиты; 13 – кварцево-полевошпатовые песчаники, мергели; 14 – глинистые, углисто-глинистые, кремнистые сланцы, песчаники с реликтами радиолярий нижнего силура; 15 – чередующиеся псаммитовые, гравийные, алевроитовые туфы базальтового состава, ксенотуфы, слоистые туффиты; 16 – лапиллиевые и агломератовые туфы базальтового состава; 17 – плагиоклаз-пироксеновые базальты; 18 – аркозовые кварцитопесчаники, конгломераты, серицит-альбит-кварцевые и хлорит-актинолитовые сланцы, кварцевые порфиры; 19 – долериты, базальты и их туфы, серицит-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с реликтами радиолярий нижнего ордовика; 20 – серицит-кварцевые алевролиты, песчаники, микродолериты; 21 – нефелиновые сиениты; 22 – шонкиниты; 23 – ийолиты; 24 – габбро; 25 – пироксениты; 26 – разрывные нарушения; 27 – элементы залегания слоистости; 28 – разрывные нарушения; 29 – стратиграфические контакты согласные; 30 – стратиграфические контакты несогласные

Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс протяженностью около 150 км и шириной до 4-6 км размещается в пределах Сысертско-Ильменогорского срединного массива и контролируется зоной субмеридионального глубинного разлома. Вмещающие породы представлены докембрийскими плагиогнейсами, амфиболитами, кварцитами селянkinской и вишневогорской свит. Ильмено-Вишневогорский комплекс состоит из двух крупных интрузивных массивов нефелиновых и щелочных сиенитов позднеордовикского возраста, в промежутке между которыми развиты фениты и карбонатиты Центральной щелочной полосы (Рисунок 1.14). Жильная серия пород представлена миаскит-аплитами, сиенит-пегматитами.

Интрузивные массивы щелочных пород окружены контактовыми ореолами пироксеновых, биотитовых и биотит-амфиболовых фенитов. Постмагматические изменения миаскитов, сиенитов и фенитов ильмено-вишневогорского комплекса выражены в их альбитизации, карбонатизации, эгиринизации [100, 265].

На более позднем этапе в результате проявления процессов микроклинизации и серицитизации в зонах поздних субширотных и диагональных тектонических разломов (Рисунок 1.15) по нефелиновым, щелочным сиенитам и сиенит-пегматитам образовались розовые «либнеритовые» сиениты [220, 265]. В этих зонах измененные микроклинизированные и серицитизированные сиениты распространены на несколько десятков метров по мощности и по простирацию и прослежены буровыми скважинами на глубину более 200 метров [116].

Изявожский трахибазальтовый комплекс на Полярном Урале сформировался в рифтогенных условиях в позднем кембрии-ордовике [95]. Он включает щелочно-базальтоидные вулканогенные породы (трахиты, базальты, щелочные пикриты, трахибазальты), установленные среди фаунистически охарактеризованных терригенных отложений оюской, сянгурской, манитанырдской и погурейской свит позднего кембрия-раннего ордовика в пределах Талота-Собской и Лемвинской синклинали (Рисунок 1.16).

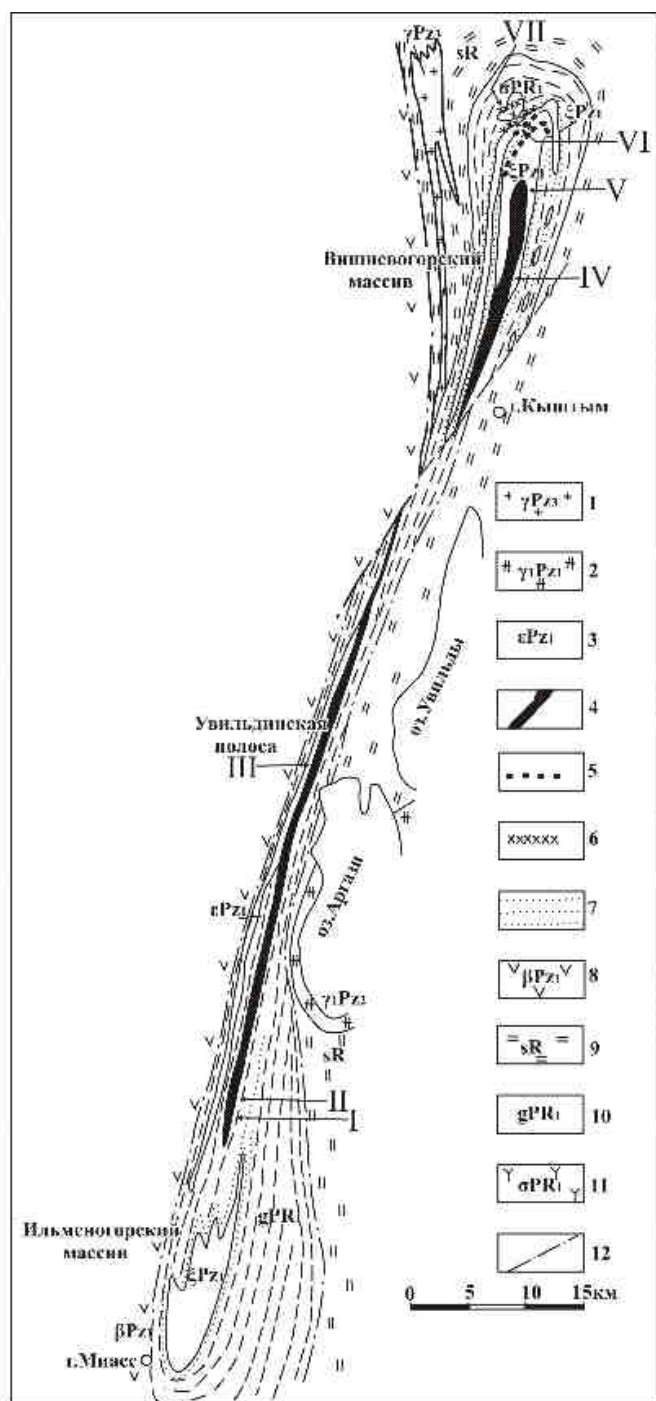
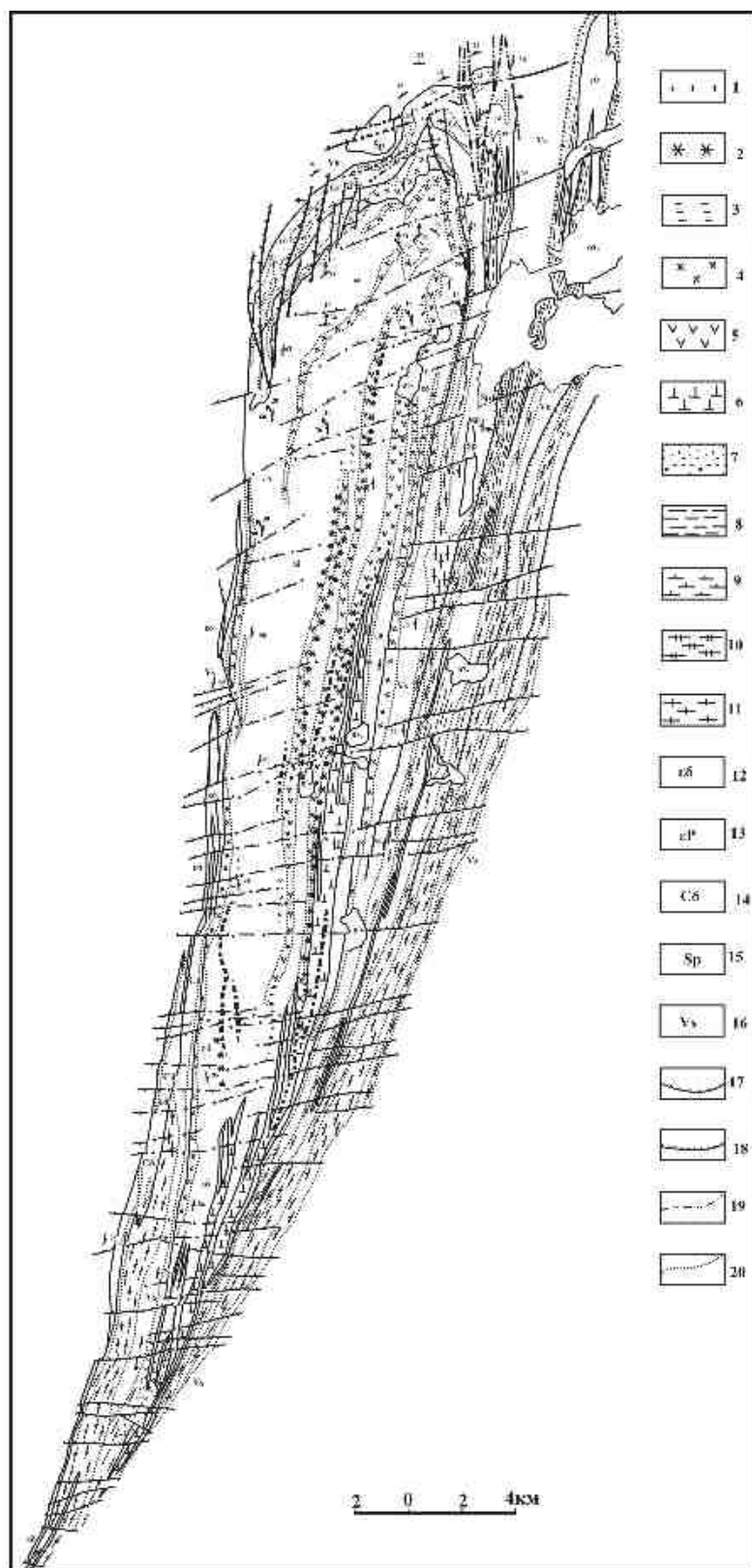


Рис. 1.14. Схема геологического строения ильмено-вишневогорского комплекса [265]:

1 – граниты Аракульского массива; *2* – граниты, граносиениты, монцодиориты, монцониты Аргазинского массива; *3* – миаскиты интрузивных тел; *4* – карбонатиты, миаскиты, фениты Центральной щелочной полосы; *5* – карбонатиты на северном контакте Вишневогорского миаскитового массива; *6* – карбонатиты в Булдымском гипербазитовом массиве; *7* – фениты экзоконтактов миаскитовых интрузий; *8* – осадочно-вулканогенные образования Тагило-Магнитогорской троговой зоны; *9* – плагиосланцы и кварциты сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива; *10* – кристаллические сланцы ядра срединного массива; *11* – метаморфизованные гипербазиты Булдымского массива; *12* – Кыштымский сбросо-сдвиг. Участки: *I* – Ишкульский; *II* – Байдашевский; *III* – Увильдинский; *IV* – Потанинский; *V* – Светлоозерский; *VI* – Зоны 147, 140; *VII* – Булдымский



1 – мусковитизированные щелочные породы («либнеритовые» сиениты); 2 – биотит-кальцитовые породы; 3 – биотит-кальцитовые породы с пироксеном и амфиболом; 4 – альбитизированные породы; 5 – миаскиты с реликтами биотит-полевошпатовых пород; 6 – биотит-полевошпатовые и пироксен-полевошпатовые породы; 7 – пироксеновые фениты; 8 – биотитовые фениты; 9 – амфиболовые фениты; 10 – амфиболовые мигматиты; 11 – биотитовые мигматиты; 12 – миаскиты биотитовые; 13 – миаскиты амфиболовые; 14 – сиениты биотитовые; 15 – ультрабазиты и продукты их изменения; 16 – метаморфиты вишневогорской свиты; 17 – сбросы и взбросы с брекчиями, сцементированными кварцем; сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги с зонами альбитизации; 18 – сбросы и надвиги с зонами милонитов; 19 – сбросы и взбросы с зонами микроклинизации и мусковитизации; 20 – границы разновидностей щелочных интрузивных, контактовых и постмагматических пород

Рис. 1.15. Схема геологического строения Вишневогорского массива [220]

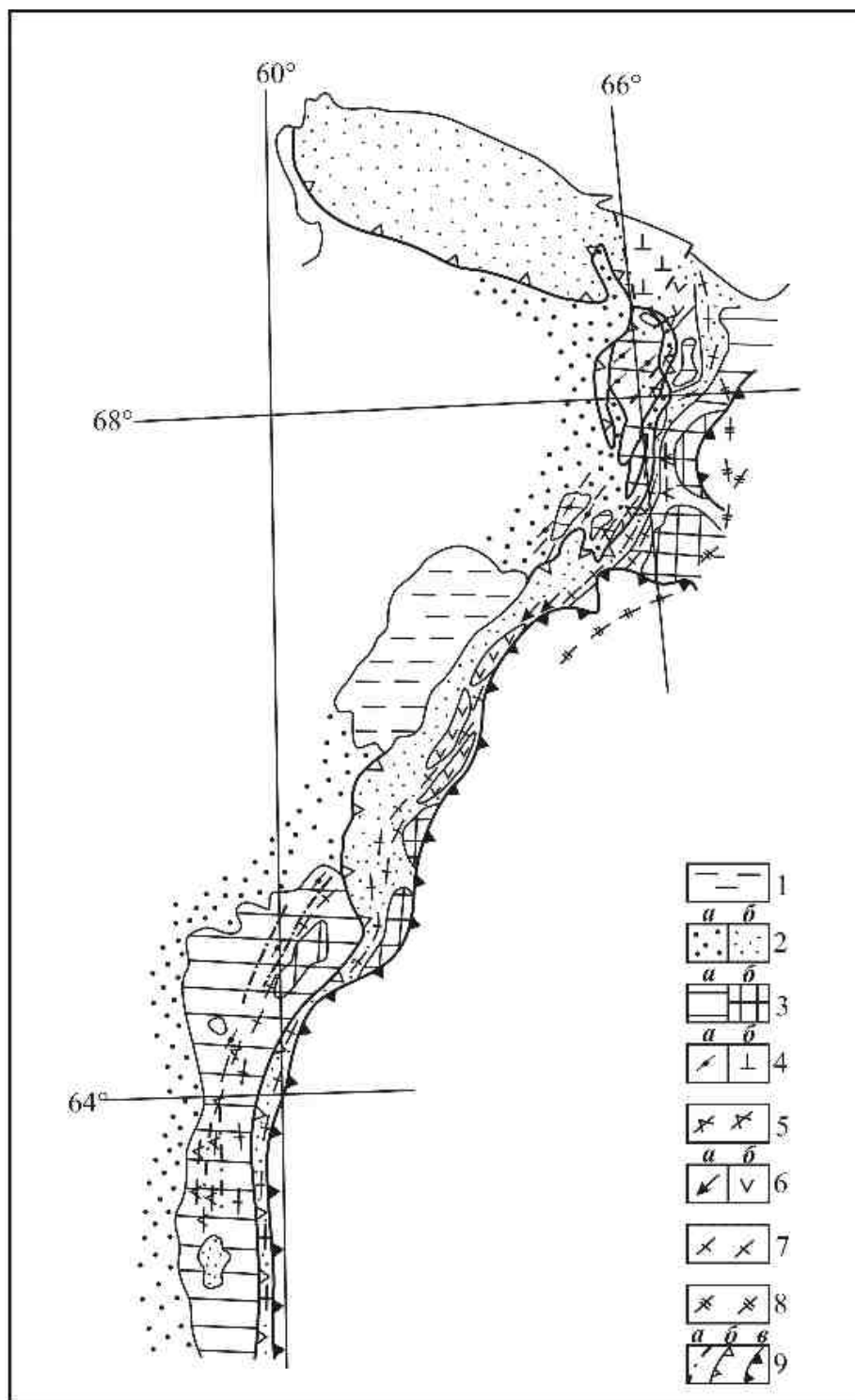


Рис. 1.16. Схема распространения раннепалеозойской трахибазальтовой формации Полярного Урала [96]:

1 – платформенные формации (К); 2 – терригенные (а) и сланцевые (б) формации Елецкой и Лемвинской зон; 3 – рифейско-вендские (а) и дорифейские (б) вулканогенные формации; 4 – 8 – раннепалеозойские рифтовые формации: 4 – трахибазальтовая (а – отдельного тела, б – ареалы развития); 5 – трахириолитовая; 6 – базальт-андезит-риолитовая (а – отдельные тела, б – ареалы развития); 7 – толеит-базальтовая, 8 – комплекс параллельных даек, по Р. Г. Язевой и И. В. Семенову; 9 – региональные зоны разломов и краевые швы: а – взбросо-сдвиги, б и в – взбросо-надвиги (б – граница Лемвинской и Елецкой СФЗ, в – граница палеоконтинентального сектора)

В пределах комплекса развиты измененные эпилейцитовые тефриты, образовавшиеся по щелочным пикритам при проявлении процессов калиевого и углекислого метасоматоза [273].

Уральская щелочная провинция помимо специализации её на редкометалльное (Ta, Nb) оруденение и полевошпатовое сырьё [265] является перспективной на золоторудный тип оруденения [76, 78]. Признаки проявления золоторудной минерализации этого типа установлены в полевском щелочном комплексе [68, 85, 246]. В элювиально-делювиальных отложениях над измененными эпилейцитовыми фонолитами г. Глинчевки, г. Липовой, рудопроявления Надежда, расположенного в 1 км к востоку от г. Липовой, были выявлены локальные шлиховые ореолы золота (Рисунок 1.12). В бассейне р. Западной Чусовой и её притоков (р. Бобровка, р. Глинчевка) сформировались аллювиальные россыпи золота. Кроме того, южнее г. Липовой известна элювиальная россыпь золота (Бобровские поддепки). Непромышленная благороднометалльная интерметаллидная минерализация установлена также в эпилейцитовых тефритах изьявожского щелочно-базальтового комплекса на Полярном Урале [24]. По данным этих авторов, среди рудных минералов, наиболее часто встречаются интерметаллиды состава Cu-Au (вплоть до почти чистого золота, изредка с примесями серебра, средняя пробаность – 550-700 ‰), Cu-Au-Ag, реже почти чистые ртуть и платина, также обнаружены единичные выделения фаз состава Au-Hg, Pt-Hg, Cu-Au-Pt, Au-Pt-Hg.

Северо-Казахстанская щелочная провинция представлена красномайским, ишимским и каратальским комплексами, сформировавшимися в зонах палеозойской тектоно-магматической активизации срединных массивов [77, 188]. Красномайский массив размером 9x0,7 км сложен преимущественно щелочными и нефелиновыми сиенитами и биотитовыми пироксенитами нижнепалеозойского возраста (Рисунок 1.17). В подчиненном количестве развиты малиньиты, оливиниты, биотитовые перидотиты [187]. В щелочных и нефелиновых сиенитах красномайского комплекса часто встречаются жилы и прожилки сиенит-пегматитов и сиенит-порфиров, а также жилы, шпильки и гнезда карбонатитов с апатитовой минерализацией.

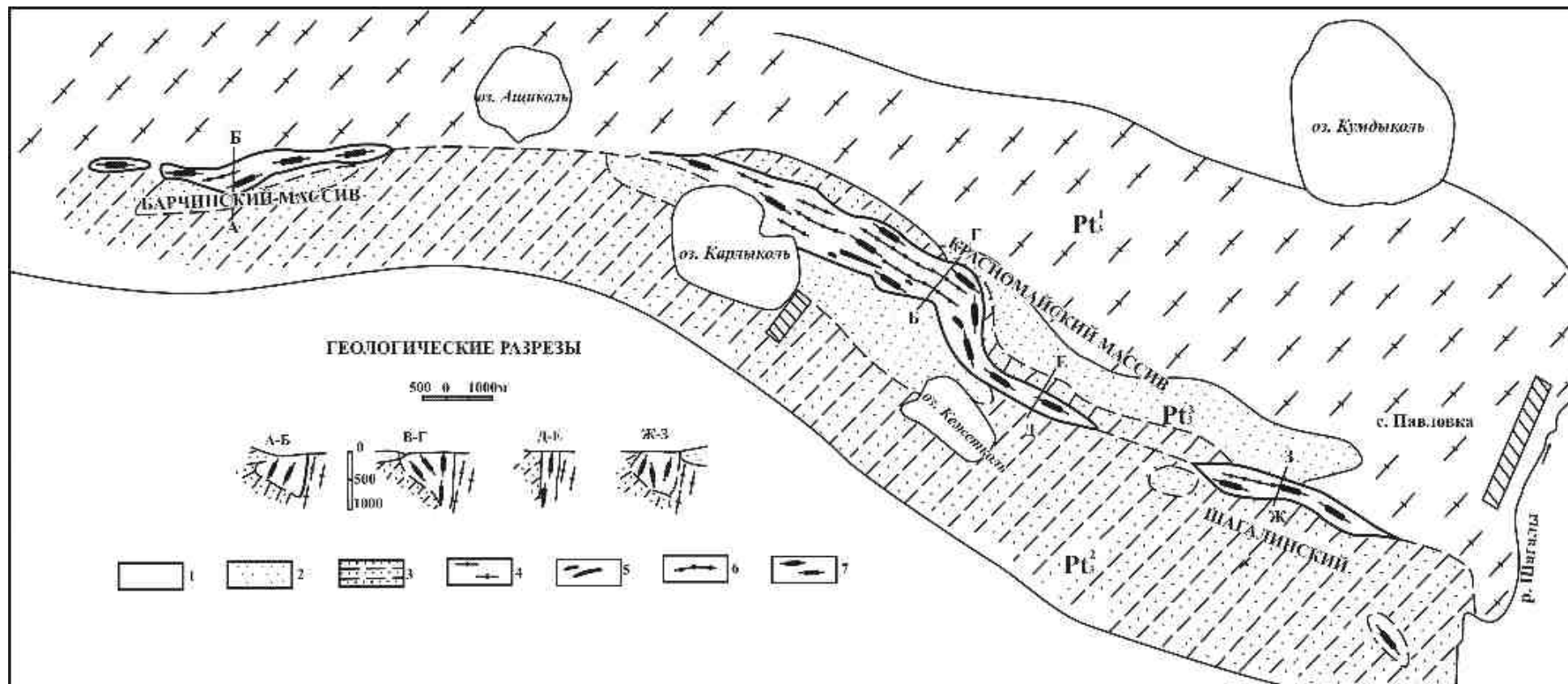


Рис. 1.17. Схематическая геологическая карта красномайского щелочного комплекса [187]:

1 – четвертичные отложения: пески, глины, суглинки; 2 – верхний протерозой (кокшетауская свита - Pt_3^3) - кварциты слюдяные; 3 – верхний протерозой (кууспекская свита - Pt_3^2) – актинолитовые и эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы; 4 – верхний протерозой (Pt_3^1): кварц-гранат-дистен-слюдяные сланцы, гранито-гнейсы; 5 – карбонатиты кальцитовые, кальцит-форстеритовые; 6 – дайки и жилы либнеритовых щелочных и нефелиновых сиенитов; 7 – щелочные пироксениты, шонкиниты, монцониты, святоноситы

Вмещающие породы представлены архейскими гранито-гнейсами, кварцитами, протерозойскими актинолитовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами.

В пределах Красномайского массива широко проявились постмагматические метасоматические процессы – биотитизация, флогопитизация перидотитов и пироксенитов, микроклинизация и серицитизация (либнеритизация) щелочных и нефелиновых сиенитов [187].

Ишимский щелочной вулканоплутонический комплекс размещается на площади около 150 км² среди ордовикских песчаников, алевролитов, аргиллитов, яшмокварцитов, туфопесчаников. Возраст щелочных пород массива среднедевонский [188]. Они перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями верхнего девона и нижнего карбона. Ишимский комплекс характеризуется сложным строением зонально-кольцевого типа (Рисунок 1.18). В его пределах выделяются эффузивные, субвулканические и интрузивные породы. Щелочные эффузивы комплекса сформировались в следующей последовательности: 1) лейцитовый базальт; 2) псевдолейцитовый порфир (фонолит); 3) псевдолейцитовые трахиты, щелочные трахит-порфиры [152, 187]. Интрузивные породы образовали дайкоподобные и штокообразные тела, внедрившиеся в толщу щелочных вулканитов в четыре фазы: 1) лейцитовые пироксениты, шонкиниты; 2) пуласкиты, малиньиты; 3) нефелиновые сиениты; 4) монцониты, щелочные сиениты, щелочные граниты. Среди жильных фаций массива развиты нефелиновые сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, монцонит-порфиры, граносиенитовые пегматиты. В контактовой зоне массива с вмещающими породами установлено развитие на отдельных участках скарнов, фенитов. На постмагматическом этапе в щелочных эффузивных и интрузивных породах ишимского комплекса (псевдолейцитовых фонолитах, трахитах, нефелиновых и щелочных сиенитах) достаточно широко проявились процессы микроклинизации и серицитизации, в результате которых образовались эпилейцитовые порфиры и трахиты, либнеритовые сиениты [152, 187]. Более редкими гидротермальными образованиями являются альбититы, отмечающиеся на периферийных участках отдельных интрузивных тел монцонитов, щелочных сиенитов и граносиенитов.

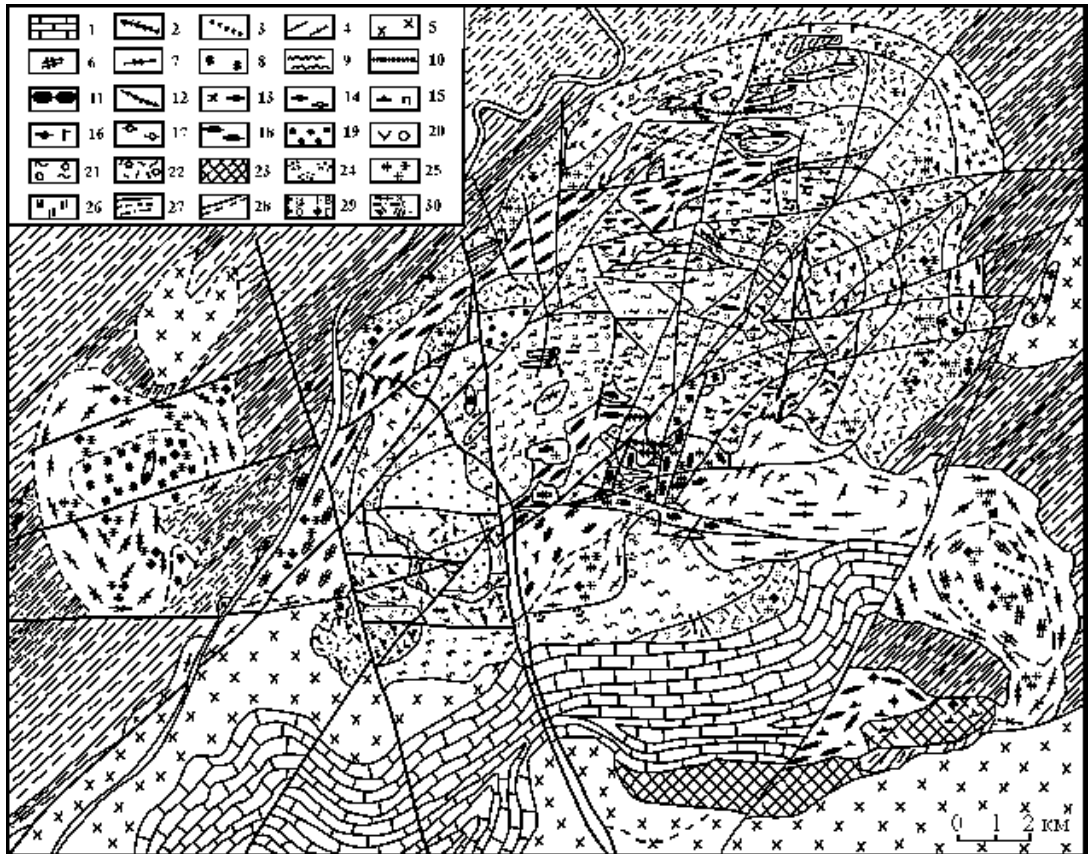


Рис. 1.18. Геологическая карта ишимского щелочного комплекса [187]:

1 – нижний карбон - кремнистые известняки, мергелистые песчаники, алевролиты; 2 – кварцевые жилы; 3 – монзонит-порфиры; 4 – граносиениты; 5 – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 6 – сиениты щелочные, монзониты; 7 – кенталлениты и эссекситы; 8 – пикриты, пикрито-долериты, пироксениты; 9 – вогезиты; 10 – жильные нефелиновые сиениты; 11 – нефелиновые сиенит-порфиры; 12 – трахит-эпилейцитовые и эпилейцитовые порфиры (жильные); 13 – такситовые нефелиновые сиениты; 14 – нефелиновые сиениты среднезернистые; 15 – нефелиновые сиениты крупнозернистые; 16 – святоноситы, малиньиты, пуласкиты; 17 – псевдо- и эпилейцитовые сиениты; 18 – либнеритовые сиениты; 19 – эпилейцитовые порфиры; 20 – щелочные эффузивы трахит-эпилейцитового состава; 21 – щелочные эффузивы эпилейцитового состава; 22 – лейцитовые базальты и тефриты; 23 – скарнированные породы; 24 – фенитизация; 25 – биотитизация; 26 – альбитизация; 27 – контуры достоверные (а) и предполагаемые (б), постепенные переходы (в); 28 – нерасчлененные отложения нижнего и среднего ордовика (андрюшенская свита): песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты; 29 - углы наклона контактов пород: 30-50° (а), 50-60° (б), 65-85° (в), 89-95° (г); 30 – сланцеватость (а); полосчатость в интрузивных породах (б); слоистость в эффузивах (в)

Каратальский массив располагается на площади 1,3 км². Его породы сформировались в три интрузивные фазы (от периферии к центру): 1) щелочные сиениты; 2) нефелиновые сиениты; 3) жильные сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, сиенит-аплиты (Рисунок 1.19).

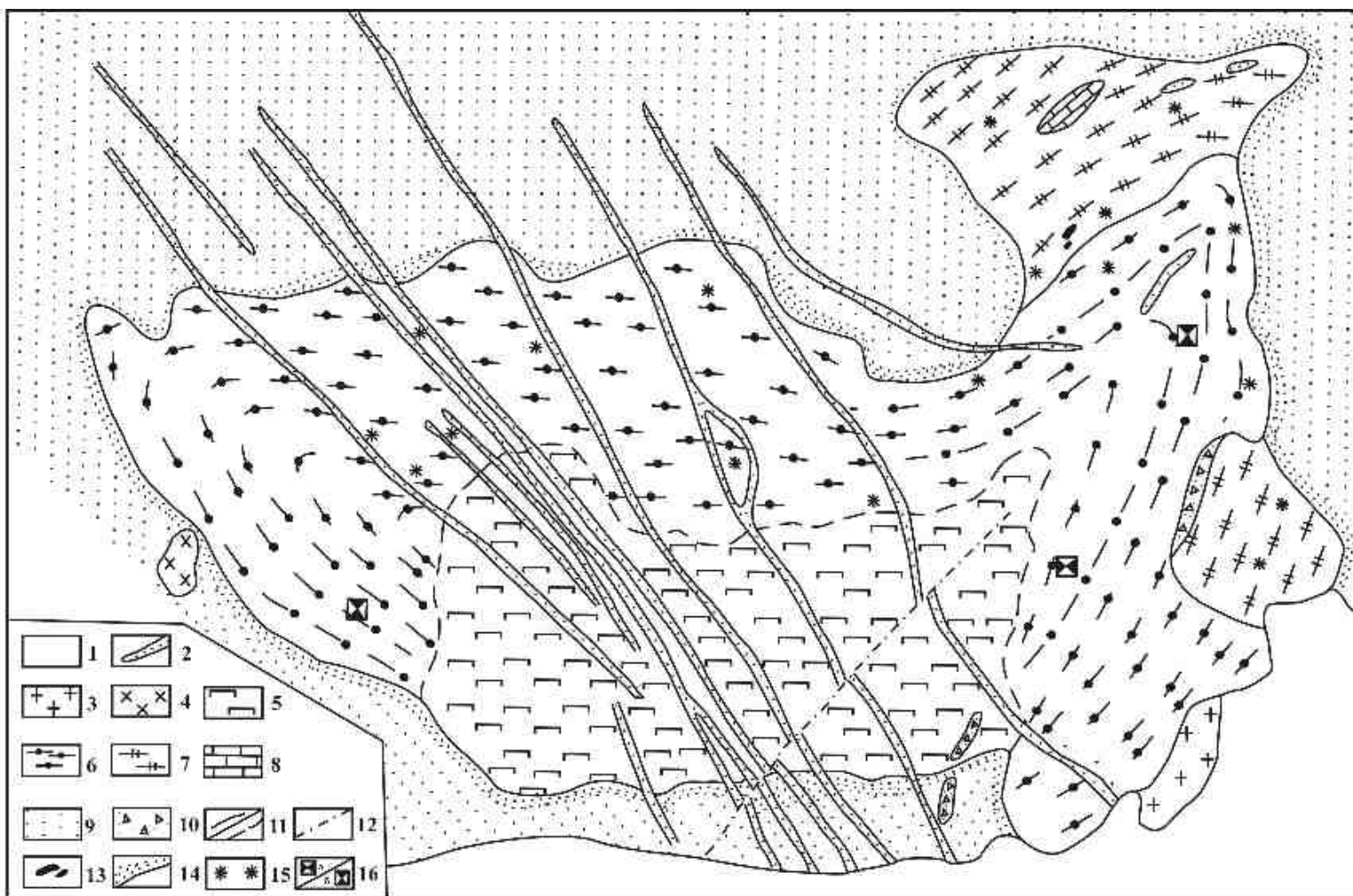


Рис. 1.19. Схематическая геолого-петрографическая карта Каратальского массива [187]:

1 – четвертичные отложения; 2 – сиенит-порфиры; 3 – лейкократовые граниты; 4 – граносиениты; 5 – либнеритовые сиениты; 6 – нефелиновые сиениты; 7 – щелочные сиениты; 8 – известняки верхнего девона; 9 – известковистые песчаники верхнего девона; 10 – брекчии, конгломераты верхнего девона; 11 – установленные и предполагаемые контакты; 12 – тектонические нарушения; 13 – магнетитовые проявления; 14 – ороговикование в породах девона; 15 – содалитизация; 16 – места опробования

На контакте щелочных пород массива с вмещающими породами, представленными карбонатными полимиктовыми песчаниками верхнего девона, образовались небольшие скарновые тела пироксен-гранат-магнетитового состава [187]. Из вторичных постмагматических гидротермальных процессов в массиве широко развиты либнеритизация (серицитизация) и содалитизация нефелиновых и щелочных сиенитов. Либнеритовые сиениты в Каратальском массиве занимают площадь 0,4 км². В них установлена вкрапленность рудных минералов (пирита, сфалерита). Полезные ископаемые Северо-Казахстанской щелочной провинции представлены месторождениями глиноземного и полевошпатового сырья, мусковита, корунда [187]. Ишимский щелочной комплекс по результатам проводившихся в его пределах комплексных геолого-геофизических съемочных и поисковых работ масштабов 1:50000-1:10000 [76, 77] является также перспективным на выявление рудных тел цветных и благородных металлов. По данным съемочно-поисковых работ, измененные мусковитизированные сиениты комплекса содержат вкрапленность пирита, халькопирита, арсенопирита, галенита, в них установлены повышенные содержания меди (до 0,1-0,15 %), золота (0,02-0,2 г/т).

Щелочные комплексы Центрально-Казахстанской провинции (абаевский, косистекский, борсуксайский, карасорский, карсакпайский) приурочены к зонам активизированных в палеозое глубинных разломов. Абаевский массив расположен на площади около 9 км². В тектоническом отношении массив размещается в месте пересечения разлома северо-восточного простирания с глубинным разломом, отделяющим Чингизский геоантиклинорий от Жарминской переходной зоны [187]. Абаевский массив прорывает гранодиориты, сиенито-диориты и монцониты массива Бакшоки ранне-среднекаменноугольного возраста, карбонатные отложения фамена и турне. В строении массива (Рисунок 1.20) в направлении от периферии к центру участвуют следующие группы пород: 1) щелочные сиениты ранней фазы; 2) дайки и жилы сиенит-пегматитов второй фазы; 3) нефелиновые сиениты третьей фазы; 4) жилы кварцевых щелочных сиенитов, гранит-пегматитов; 5) сиенит-порфиры [187]. Постмагматические метасоматические изменения в массиве начались с альбитизации нефелиновых сиенитов.

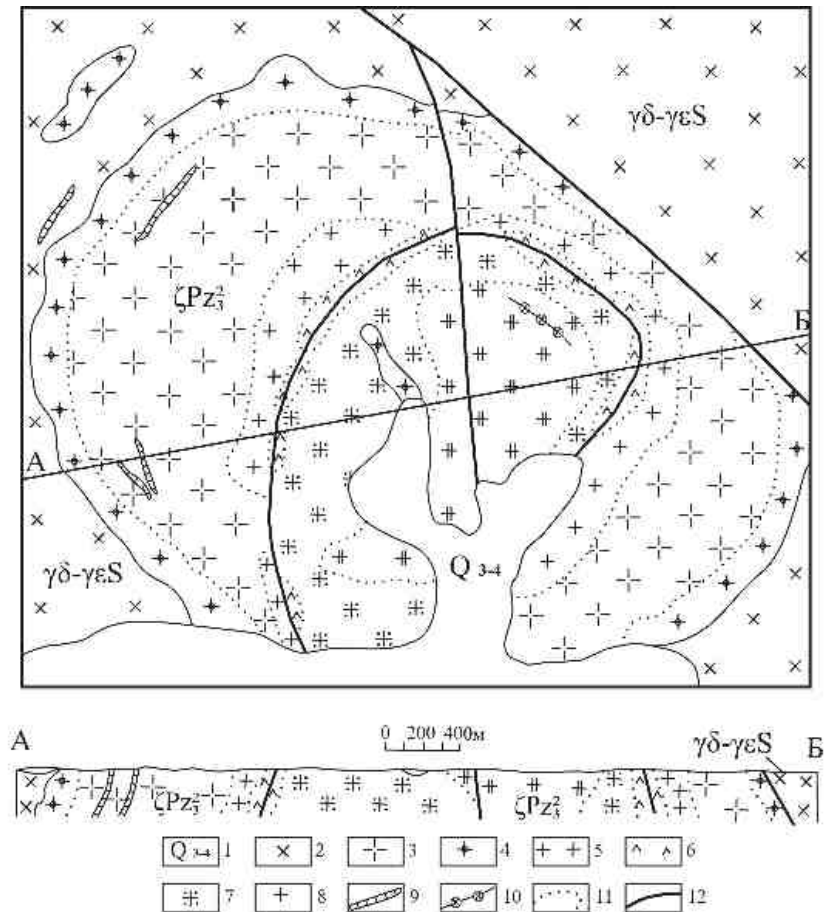


Рис. 1.20. Схематическая геологическая карта Абаевского массива [187]:
 1 – современные делювиально-пролювиальные отложения (Q_{3-4}); 2 – гранодиориты и сиенито-диориты силурийского комплекса ($\gamma\delta-\gamma\epsilon S$); 3 – нефелиновые сиениты; 4 – щелочные сиениты фации эндоконтакта; 5 – мусковитизированные нефелиновые сиениты; 6 – либнеритовые сиениты; 7 – мусковитизированные нефелиновые сиениты слабо альбитизированные; 8 – интенсивно альбитизированные нефелиновые сиениты; 9 – дайки нефелин-сиенитовых аплитов; 10 – дайки эгириновых гранитов; 11 – границы метасоматических переходов; 12 – тектонические нарушения

Затем широко проявились процессы микроклинизации и серицитизации нефелиновых и щелочных сиенитов с формированием яркорозовых за счет интенсивной пелитизации калиевого полевого шпата либнеритовых сиенитов.

Заключительной стадией гидротермальных изменений является развитие в зонах альбитизированных нефелиновых сиенитов содалита и натролита по нефелину и пренита по полевым шпатам [187].

Косистекский массив размером 11x5 км расположен в южной оконечности Сакмарской тектонической зоны вдоль Зилаирского глубинного разлома [187]. Вулканическая фация комплекса представлена щелочными трахитами. Основная часть массива сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксеновыми и

кварцевыми сиенитами, а также граносиенитами и щелочными гранитами. Около 1/3 площади Косистекского массива занимают нефелиновые и щелочные сиениты среднедевонского-позднекаменноугольного возраста (Рисунок 1.21).

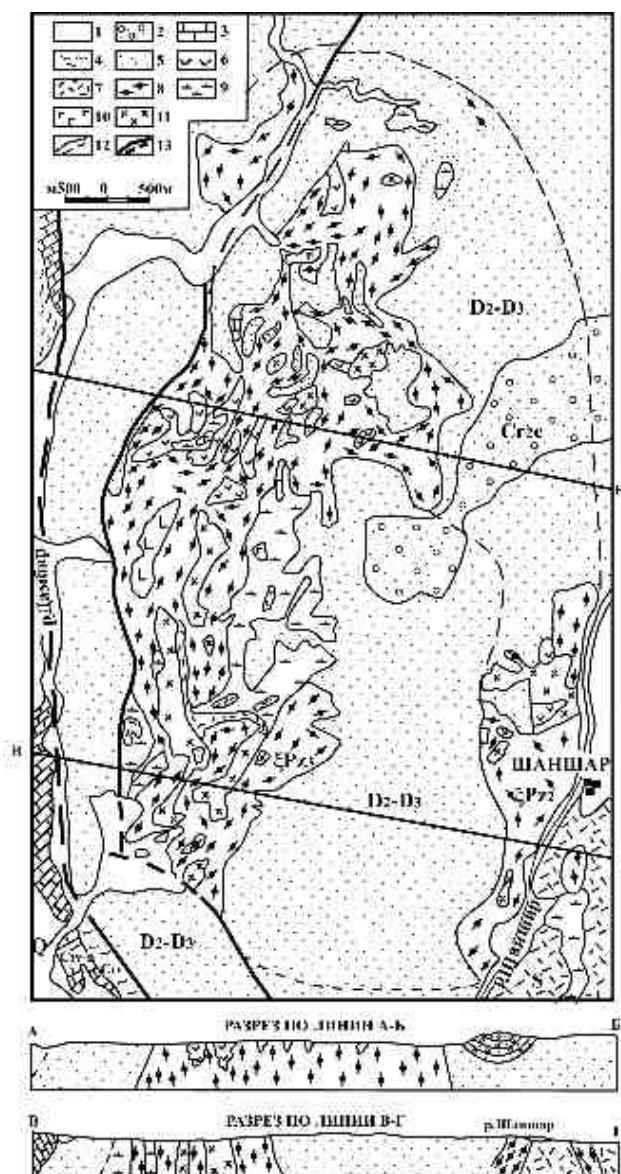


Рис. 1.21. Схематическая геологическая карта Косистекского сиенитового массива [187]:

1 – четвертичные аллювиальные и делювиально-элювиальные отложения; 2 – мел-кампанский ярус: галечники, пески; 3 – визе-намюр: известняки с гониатитами; 4 – визе: кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 5 – средний и верхний девон: кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфопесчаники; 6 – нижний силур: эффузивы основного состава (сугралинская свита) и кремнистые породы (сакмарская свита); 7 – силур: долериты. Верхнепалеозойские магматические комплексы: 8 – щелочные и нефелиновые либнеритовые сиениты; 9 – серпентиниты по пироксенитам и перидотитам. Среднепалеозойские интрузивные комплексы: 10 – оливиновые и ортоклазовые габбро; 11 – гранодиориты, кварцевые диориты и диорито-сиениты; 12 – границы достоверные (интрузивные, стратиграфические и эрозионные) и предполагаемые (пунктир); 13 – тектонические нарушения

На постмагматическом этапе в них проявились метасоматические процессы содалитизации, альбитизации и либнеритизации [187].

Борсуксайский массив площадью около 6 км² расположен в зоне глубинных разломов меридионального направления, прослеживающихся в области сопряжения двух крупных структур первого порядка: Мугоджарского антиклинория и Иргизского синклинория. Массив размещается среди докембрийских биотитовых плагиогнейсов с прослоями амфиболитов и пластовых тел гранито-гнейсов. Борсуксайский интрузив характеризуется сложным и многофазным строением (Рисунок 1.22) со следующей возрастной последовательностью образования пород: 1) щелочные сиениты центрального штока; 2) кольцевые дайки и штоки нефелиновых сиенитов; 3) радиальные дайки сиенит-пегматитов и сиенит-аплитов; 4) дайки сиенит-порфиров; 5) жилы гранит-аплитов и гранит-пегматитов [187]. Возраст интрузивных пород массива позднекаменноугольный-раннепермский. В постмагматический этап в экзоконтактовой зоне массива по вмещающим гнейсам сформировались фениты. Затем в пределах Борсуксайского массива проявились метасоматические процессы биотитизации и альбитизации нефелиновых сиенитов. Позднее щелочные породы массива (нефелиновые, щелочные сиениты, сиенит-пегматиты) были охвачены процессами микроклинизации и серицитизации с образованием обширных зон либнеритизированных сиенитов.

Карасорский щелочной массив располагается на площади 7 км² в одной структурно-формационной зоне с Борсуксайским интрузивом и близок с ним по возрасту и геологическому строению. Вмещающие массив породы представлены биотит-полевошпатовыми гнейсами и гранито-гнейсами докембрия, кристаллическими сланцами нижнего палеозоя и кварцевыми песчаниками карбона. Карасорский массив имеет зонально-концентрическое строение (Рисунок 1.23). Его внешнее кольцо шириной 200-1500 м сложено кварцевыми и щелочными сиенитами, вторая зона – биотитовыми сиенитами шириной 50-100 м, третья зона – альбитизированными сиенитами, а ядро – биотит-амфиболовыми сиенитами [187].

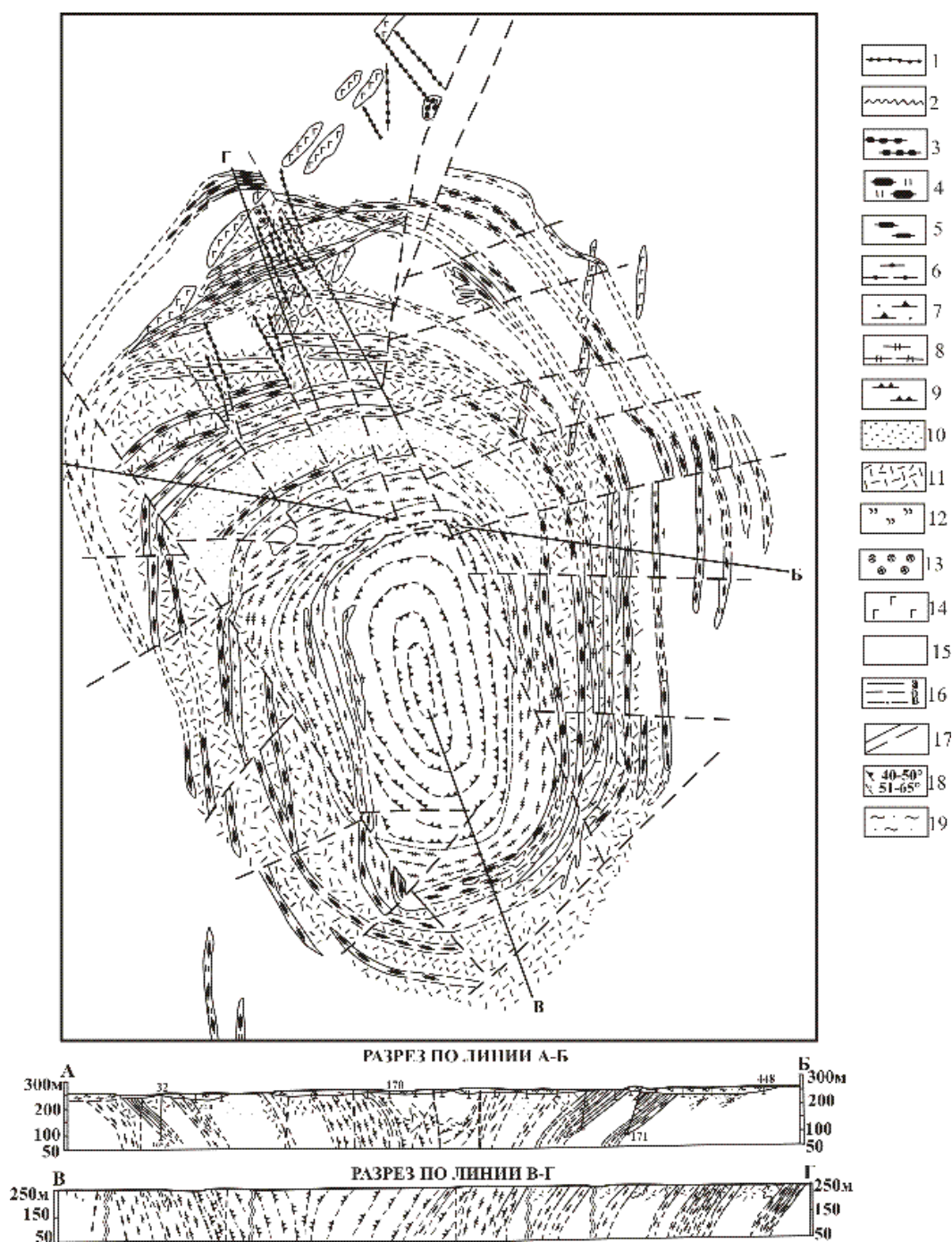


Рис. 1.22. Схематическая геологическая карта Борзуксайского щелочного массива [187]:

Верхнепалеозойский интрузивный комплекс: 1 – дайки сиенит-порфиров, святоноситов; 2 – дайки граносиенит-аплитов; 3 – дайки сиенит-аплитов; 4 – либнеритовые сиенит-пегматиты; 5 – либнеритовые (эпинефелиновые) сиениты; 6 – нефелиновые сиениты (слаботрахитоидные и полосчатые); 7 – трахитоидные нефелиновые сиениты; 8 – биотитовые щелочные сиениты; 9 – щелочные сиениты амфиболовые, пироксеновые, амфибол-биотитовые; 10 – зоны содалитизации; 11 - участки и зоны фенитизации; 12 – зоны либнеритизированных пород. Среднепалеозойский интрузивный комплекс: 13 – диориты, кварцевые диориты; 14 – габбро, габбро-амфиболиты; 15 – вмещающие породы щелочного массива: гранитогнейсы, кристаллические сланцы допалеозоя; 16 – границы: а - стратиграфического и интрузивного контактов, б - предполагаемые, в - постепенного перехода; 17 – разрывы установленные и предполагаемые; 18 – азимуты падения даек и пластовых интрузий; 19 – мезозойская кора выветривания

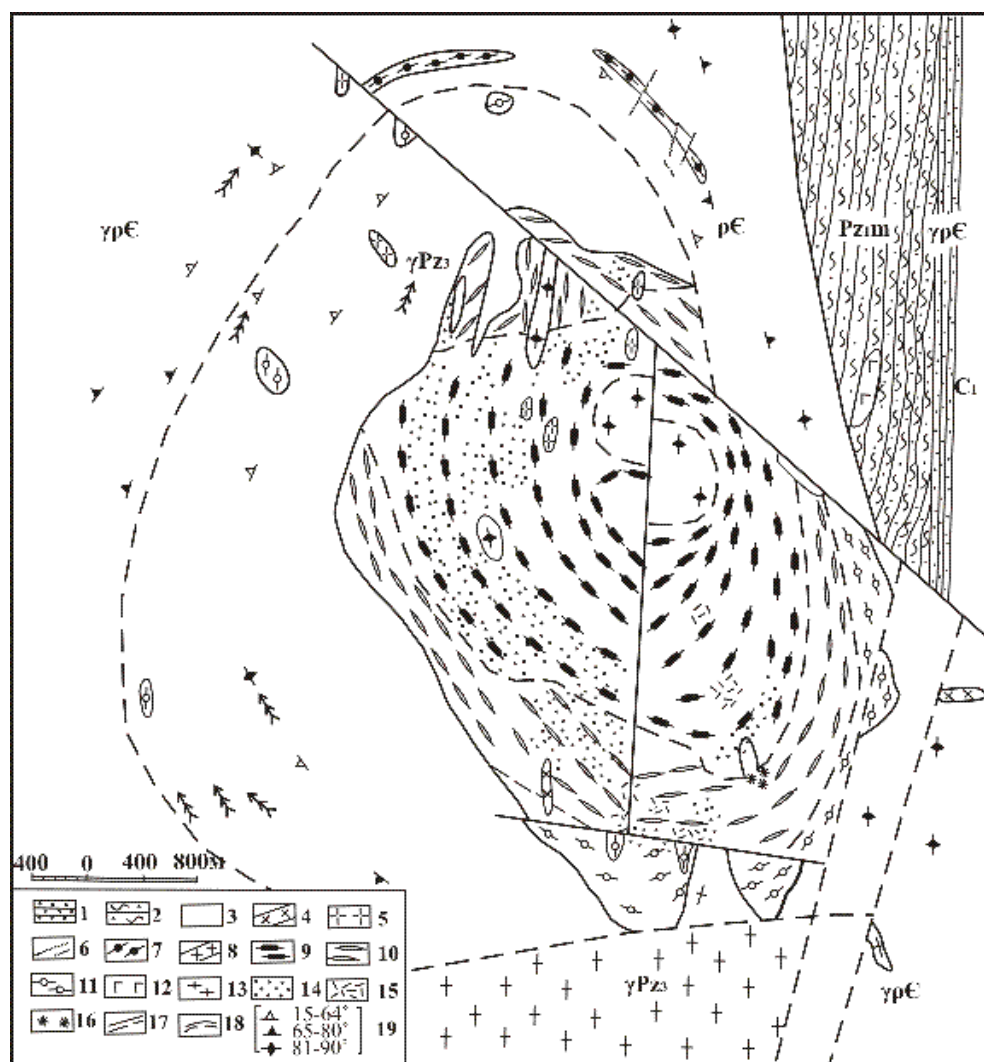


Рис. 1.23. Геологическая карта Карасорского щелочного массива [187]:

1 – нижний карбон (C_1) - кварцевые песчаники; 2 – нижний палеозой, милысайская свита (Pz_{1m}) - кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 3 – докембрий - биотит-полевошпатовые гнейсы ($\rho\epsilon$), биотитовые и двуслюдяные гранито-гнейсы ($\gamma\rho\epsilon$); 4 – граносиенит-порфиры; 5 – двуслюдяные граниты; 6 – гранит-пегматиты; 7 – либнеритовые нефелиновые сиениты ($\xi''Pz_3$); 8 – щелочные пегматиты; 9 – биотит-амфиболовые сиениты ($\xi'Pz_3$); 10 – биотитовые сиениты (ξPz_3); 11 – кварцевые щелочные сиениты; 12 – амфиболизированные габбро (νPz_1); 13 – биотитовые гранито-гнейсы (γPz_1); 14 – альбитизация; 15 – либнеритизация; 16 – гранатизация; 17 – линии тектонических нарушений; 18 – границы нормального стратиграфического и интрузивного (сплошная линия) контакта, а также предполагаемые (пунктир); 19 – углы падения полосчатых и гнейсовых текстур, а также падения даек и трахитоидности пород

Жильная фация щелочных пород Карасорского массива представлена микросиенитами, сиенит-порфирами, сиенит-пегматитами. Все типы щелочных сиенитов в пределах массива интенсивно изменены постмагматическими гидротермальными процессами. Сначала здесь происходили альбитизация и биотитизация нефелиновых и щелочных сиенитов, а позднее – их либнеритизация.

Карсакпайский массив площадью около 14 км² размещается среди гранитоидов, амфиболитов и кристаллических сланцев докембрия. Формирование верхнепалеозойских (С₂-Р₁) щелочных пород массива происходило в несколько интрузивных фаз [187]: 1) монцониты, сиенито-диориты; 2) альбит-гастингситовые сиениты; 3) полевошпатовые уртиты; 4) меланократовые щелочные сиениты; 5) нефелиновые сиениты; 6) дайки трахитоидных сиенитов, вогезитов, сиенит-порфиров и сиенит-пегматитов (Рисунок 1.24). В Карсакпайском массиве широко распространены метасоматически измененные породы – альбитизированные и либнеритизированные сиениты.

Минерагению щелочных комплексов Центрально-Казахстанской провинции определяют месторождения глиноземного, полевошпатового сырья и мусковита [187]. В пределах Борсуксайского массива установлены признаки проявления золотоносности [26]. По данным этих авторов в шлихах, отобранных из аллювиальных отложений р. Борсук-Сай, среди других минералов были определены самородное золото, молибденит, халькопирит, ковеллин.

Армянская щелочная провинция включает несколько проявлений кайнозойских эффузивных и интрузивных пород [159]: тежсарский вулcano-плутонический комплекс щелочных базальтоидов и трахитов, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов, Мегринский плутон нефелиновых, щелочных сиенитов и граносиенитов, Баргушатский массив щелочных и нефелиновых сиенитов, приуроченных к зонам активизации глубинных разломов. Среди них наиболее крупным является тежсарский щелочной комплекс на Малом Кавказе, расположенный в пределах Памбакской синклинойной структуры. На юго-западе он ограничен региональным Анкавано-Сюникским разломом, на северо-западе – локальным Дилижан-Лермонтовским разломом и осложнен в средней части Уляшикским разломом северо-восточного простирания. Вулcano-плутонический комплекс имеет в плане форму эллипса размером 15 x 10 км и обладает отчетливо выраженным концентрически-зональным строением [166].

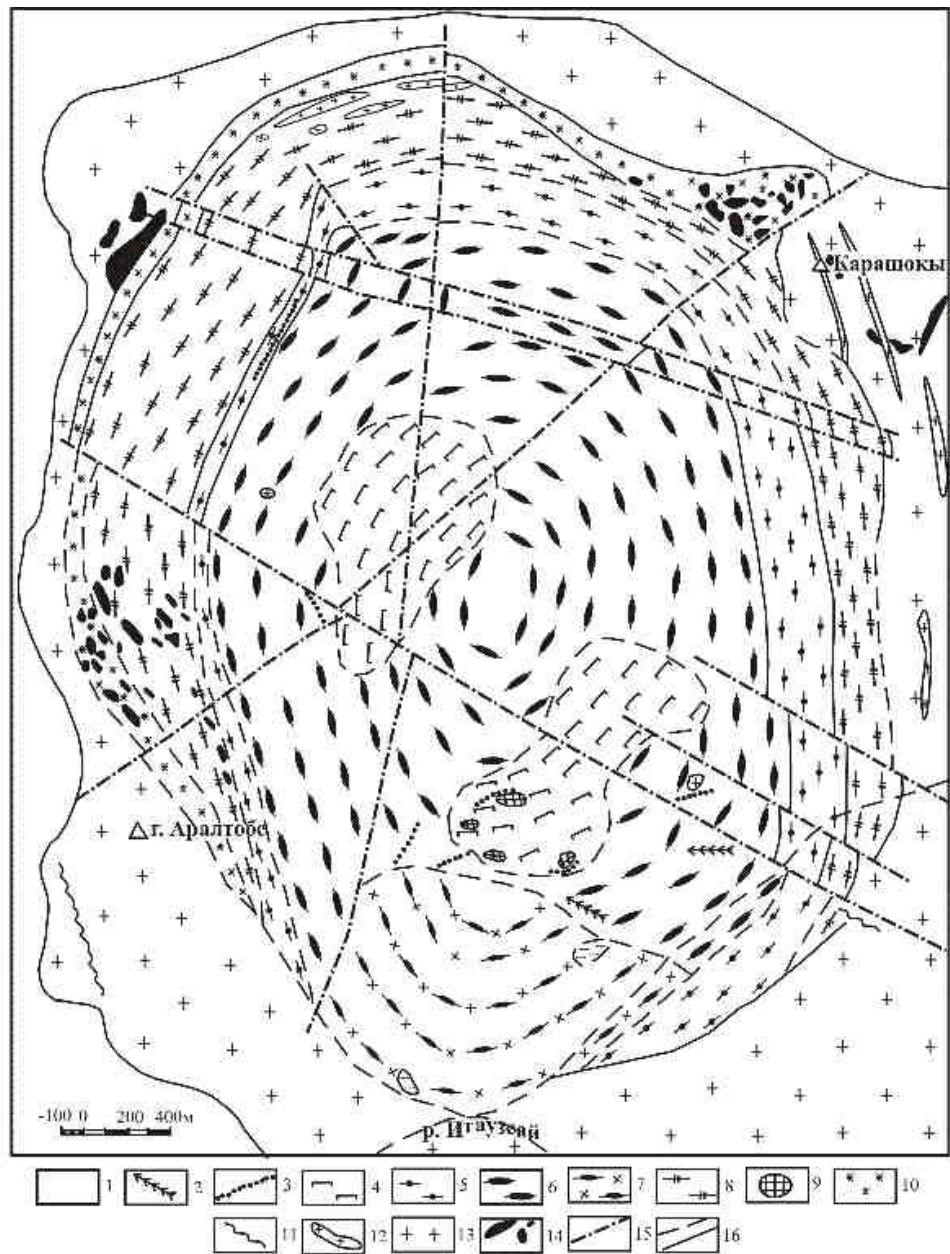


Рис. 1.24. Геологическая карта Карсакапайского массива [187]:

1 – четвертичные отложения; 2 – кварцевые жилы; 3 – дайки вогезитов и сиенит-порфиров; 4 – либнеритовые сиениты; 5 – щелочные сиениты; 6 – лепидомелан-гастингситовые сиениты; 7 – лепидомелановые сиениты; 8 – гастингситовые сиениты; 9 – нефелиновые сиениты; 10 – диориты, диорито-сиениты; 11 – дайки долеритов; 12 – гнейсовидные аплито-граниты; 13 – граносиениты, граниты; 14 – габбро и габбро-амфиболиты; 15 – тектонические нарушения; 16 – установленные и предполагаемые контакты

Сначала сформировалась верхнеэоценовая толща щелочных вулканитов (оливиновых базальтов, лейцитовых тефритов и фонолитов, трахитов). Позднее образовались верхнеэоцен-нижнемиоценовые (41-32 млн лет) кольцевые и конические тела нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (Рисунок 1.25).

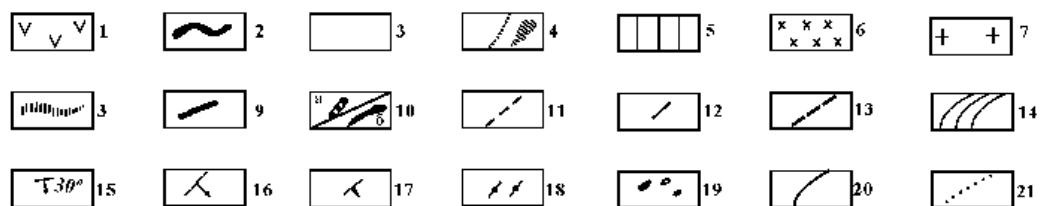
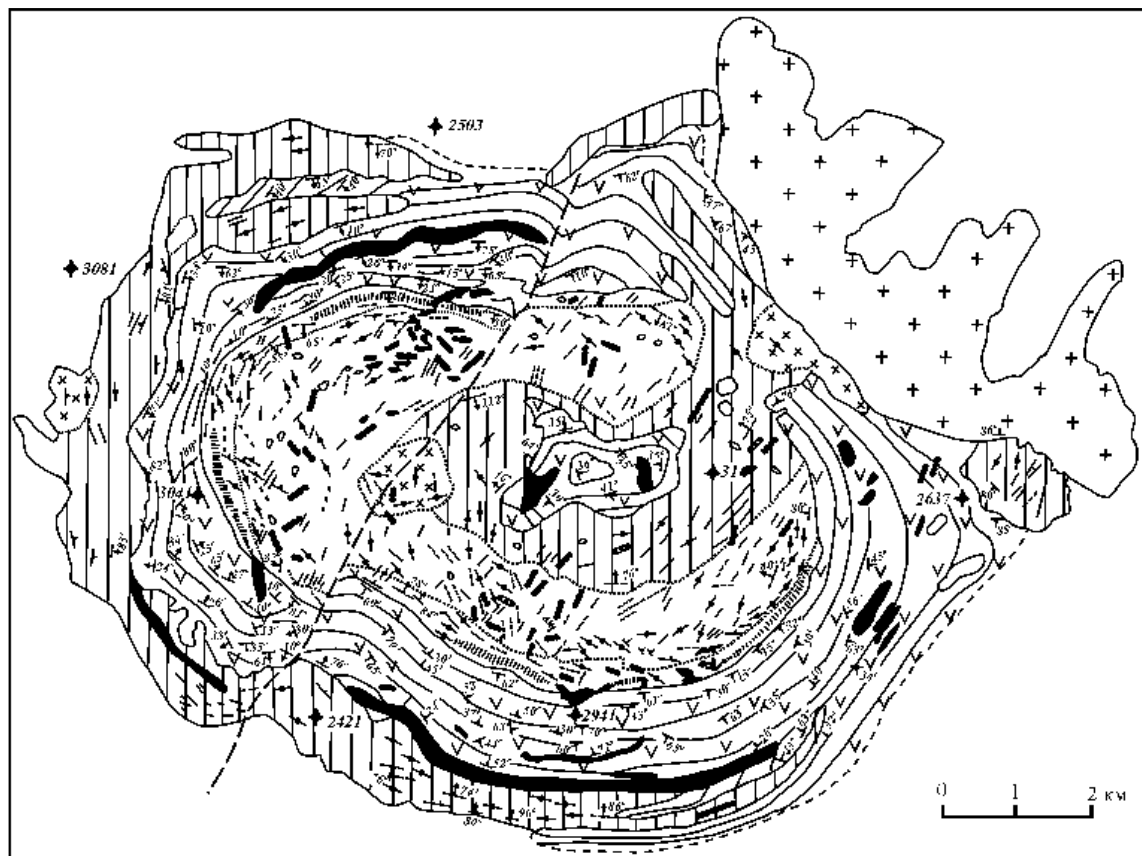


Рис. 1.25. Геологическая схематическая карта тежсарского щелочного комплекса [166]:

1 – верхнеэоценовая щелочная вулканогенная толща; 2 – кольцевые дайки эпидейцитовых порфиров; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – фойяиты; 5 – щелочные сиениты; 6 – кварцевые сиениты и нордмаркиты; 7 – порфировидные граносиениты; 8 – псевдолейцитовые сиениты; 9 – дайки вогезитов и керсантитов; 10 – жилы и дайки псевдолейцитовых сиенит-порфиров (а) и нефелиновых аплитов (б); 11 – пегматитовые жилы; 12 – полосы гидротермально измененных микроклинизированных и серицитизированных пород; 13 – тектонические нарушения; 14 – простирающие эффузивных пород; 15 – элементы залегания эффузивных потоков и пропластков осадочных пород; 16 – план-параллельные ориентированные структуры полевых шпатов и темноцветных минералов; 17 – полосчатость и трахитоидность щелочных пород; 18 – первичная трещиноватость и углы: а) 30-50°, б) 60-80°; 19 – ориентировка ксенолитов и шлиров; 20 – резкие контакты; 21 – фациальные контакты

Дайковые породы вулcano-плутонического комплекса представлены измененными псевдолейцитовыми фонолитами, щелочными пегматитами, микросиенитами. В щелочных породах тежсарского комплекса достаточно широко прояви-

лись постмагматические гидротермально-метасоматические процессы альбитизации, микроклинизации и серицитизации. В зоне Уляшиковского разлома сформировались брекчированные породы флюорит-биотит-карбонатного состава [166]. По данным этого автора, измененные щелочные породы тежсарского комплекса рассматриваются как источник глиноземного, полевошпатового сырья, мусковита. Они содержат также вкрапленную сульфидную минерализацию, представленную в мусковитизированных сиенитах пиритом, халькопиритом, борнитом, галенитом и сфалеритом, а в эпилейцитовых порфирах – пиритом, сфалеритом, реальгаром, аурипигментом и киноварью. В микроклинизированных и серицитизированных породах тежсарского комплекса установлены повышенные концентрации меди (до 80 г/т), свинца (до 60 г/т), цинка (до 300 г/т) и серебра (до 3 г/т).

Северо-Кордильерская провинция в Канаде представлена сформировавшимися в зонах рифтогенеза мезозойскими щелочными массивами (Аллард Шток, Коппер Маунтин-Инжербелл, Гэйлор Крик, Шескет Крик, Гус Лейк, Пирамид Лейк), вмещающими медно-порфировые месторождения с благороднометалльной (золото-серебряно-платиновой) минерализацией [290, 291, 297]. Магматические и метасоматические породы штока Аллард и связанное с ними прожилково-вкрапленное оруденение (Рисунок 1.26) образовались в 6 стадий [297]. В первую стадию произошло внедрение сиенитового плутона. Во вторую стадию слагавшие шток серые сиениты были гидротермально аргиллизированы. В третью стадию внедрились меланократовые сиениты, составляющие около 15 % штока Аллард. В четвертую стадию в результате интенсивного прорыва газов сформировались эруптивные брекчии. В пятую стадию образовались дайки лейкократовых и меланократовых сиенит-пегматитов, сиенит-аплитов. В заключительную, шестую, стадию произошли калишпатизация, серицитизация и карбонатизация сиенитов. Они сопровождалась отложением в измененных розовых сиенитах прожилково-вкрапленной рудной минерализации, представленной пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом и галенитом. Возраст щелочных пород штока Аллард 65-70 млн лет.

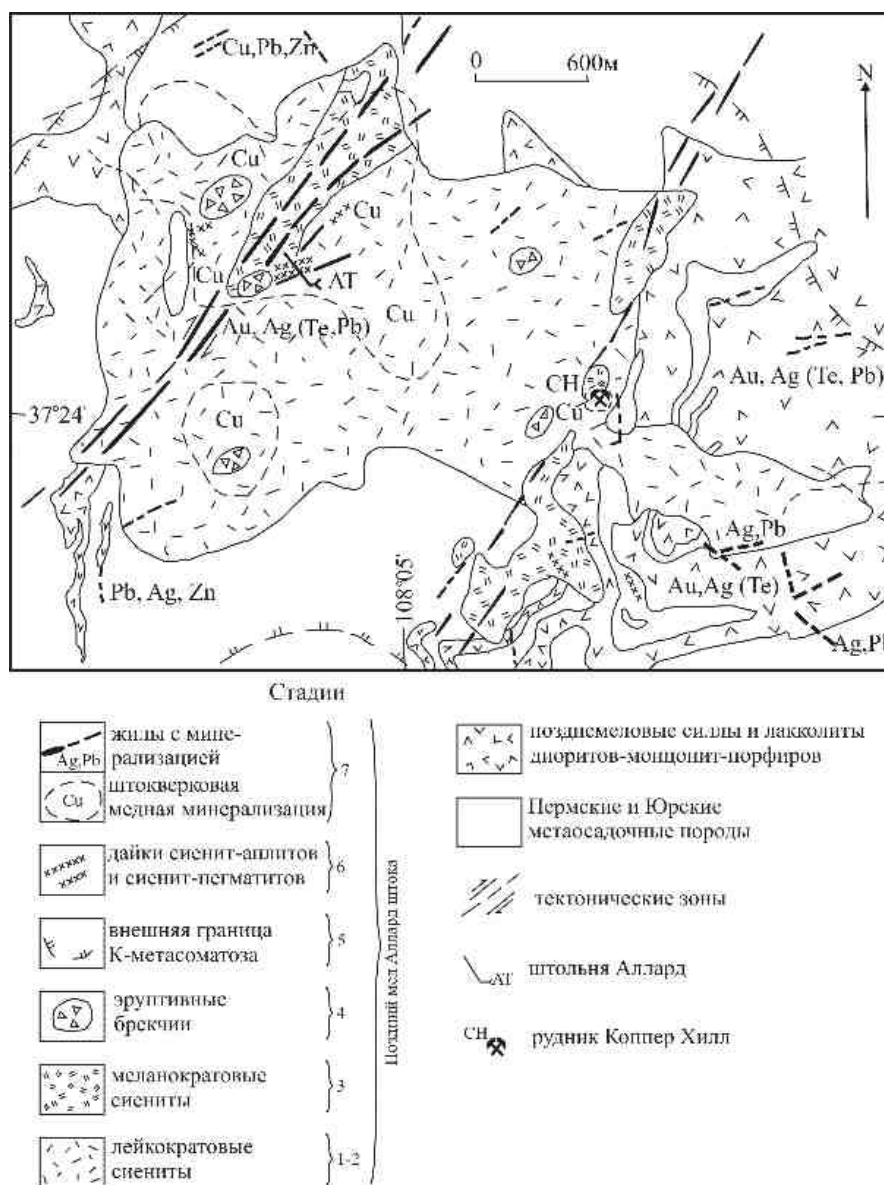


Рис. 1.26. Геологическая схематическая карта месторождения Аллард Шток [297]

Месторождения Коппер Маунтин и Инжербелл удалены друг от друга на 2 км и локализованы в осадочно-вулканогенных образованиях позднего триаса [290]. Рудоносная фаза представлена комплексом лост-хорст, объединяющим мелкие штоки, силлы и дайки монцититов, диоритов и сиенитов, абсолютный возраст которых определен в диапазоне 181-205 млн лет. В узкой полосе между месторождениями Коппер Маунтин (на востоке) и Инжербелл (на западе) в вулканогенных и интрузивных породах проявлены процессы пропилитизации, биотитизации, калишпатизации. Месторождение Коппер Маунтин объединяет три рудных тела воронкообразной формы. В их пределах развиты в виде вкрапленности,

редких гнезд и прожилков пирит, халькопирит и борнит. Рудное тело месторождения Инжербелл имеет трубообразную форму и разделено на две части сбросом. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, пирротином и более редкими сфалеритом и галенитом, образующими тонкую вкрапленность и прожилки. Месторождение Гэйлор Крик локализовано в породах поздне триасового вулканогенного прогиба, вмещающих сиенитовый комплекс, представленный группой сближенных мелких штоков, крупных дайкообразных тел и мелких даек [290]. На месторождении установлены крупные тела брекчий с обломками измененных вулканитов и сиенит-порфиоров. В измененных интрузивных и эффузивных породах месторождения развиты эпидот, хлорит, калишпат, биотит, серицит. Прожилковые и вкрапленные руды месторождения Гэйлор Крик образованы пиритом, халькопиритом и борнитом. Кроме них в рудах отмечаются сфалерит и галенит. Средние содержания меди в порфириновых рудах месторождений, размещающихся в мезозойских щелочных массивах Северо-Американских Кордильер, составляют 0,6-1,3 %, золота – 0,17-1,23 г/т, серебра – 1,5-29 г/т, палладия – 0,01-6,43 г/т, платины – 0,02-13,6 г/т [291].

Для рассмотренных разновозрастных калиевых щелочных комплексов России, Казахстана, Армении (Таблица 1.1), перспективных на золотопорфириновый тип оруденения, характерно развитие пород щелочно-сиенитовой серии (малиньит, шонкинит, лаурвикит, пуласкит, сиенит-пегматит), которые на классификационной тройной диаграмме (кварц-ортоклаз-плагиоклаз) (Рисунок 1.27), представлены рядом монцонит-сиенит-щелочнополевошпатовый сиенит [48]. Величина щелочного модуля $[(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3]$ в породах этого ряда варьирует в широких пределах от 0,36 в гранат-амфиболовых сиенитах ильмено-вишневогорского комплекса на Урале до 1,03 – в сынныритах Южно-Сакунского массива в Западно-Алданской провинции (Таблица 1.2). Отношение K_2O/Na_2O в рассмотренных щелочных породах изменяется от 1,02 в нефелиновых сиенитах абаевского комплекса в Казахстане до 36,56 – в кальсилит- щелочно-полевошпатовых сиенитах Сыннырского массива в Северо-Прибайкальской провинции.

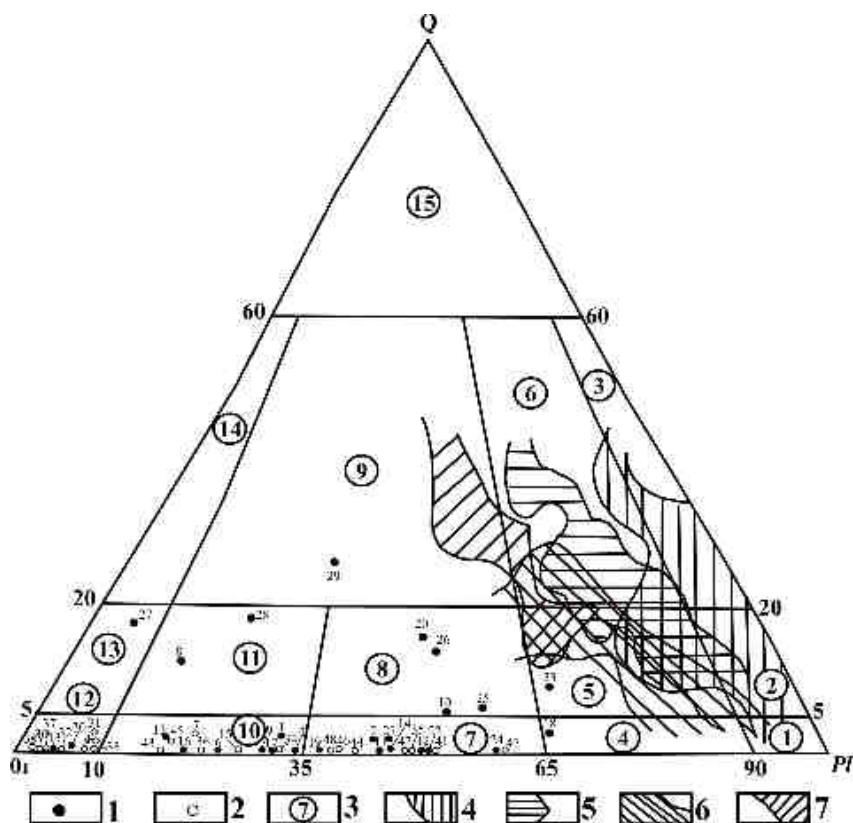


Рис. 1.27. Нормативный состав пород продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций [48]:

1. Магматические породы калиевых щелочных массивов, продуктивных на золото-порфировое оруденение [48]: 1-8 – Рябиновый массив (1 - псевдолейцитовый порфир, 2 - трахит, 3 - малиньит, 4 - меланократовый сиенит, 5 - пуласкит, 6 - эгириновый сиенит, 7 - сиенит-пегматит, 8 - нордмаркит); 9-13 – Якокутский массив (9 - псевдолейцитовый порфир, 10 - трахит, 11 - меланитовый сиенит, 12 - пуласкит, 13 - пегматоидный сиенит); 14-19 – Ыллымахский массив (14 - псевдолейцитовый базальт, 15 - псевдолейцитовый порфир, 16 - малиньит, 17 - нефелиновый сиенит, 18 - пуласкит, 19 - пегматоидный сиенит); 20 – щелочной граносиенит Мрачного массива; 21-24 – Томмотский массив (21 - ортоклазовый базальт, 22 - ортоклазовый андезит, 23 - трахит, 24 - щелочной сиенит); 25-30 – Аллард Шток, Северо-Американские Кордильеры (25 - лейкократовый сиенит, 26 - меланократовый сиенит, 27 - эруптивная брекчия, 28 - лейкократовый сиенит-пегматит, 29 - меланократовый сиенит-пегматит, 30 - сиенит-аплит); 2. Магматические породы потенциально рудоносных щелочных массивов [48]: 31-34 – Ишимский массив (31 - псевдолейцитовый порфир, 32 - эгириновый гакманит-нефелиновый сиенит, 33 - пироксеновый нефелиновый сиенит, 34 - ювит); 35-38 – Сыннырский массив (35 - фойяит, 36 - шонкинит, 37 - нефелиновый сиенит, 38 - псевдолейцитовый сиенит); 39-40 – Южносакунский массив (39 - нефелиновый сиенит, 40 - псевдолейцитовый сиенит); 41-47 – Тежсарский массив (41 - щелочной трахиандезит, 42 - лейцитовый базанит, 43 - лейцитовый трахит, 44 - нефелиновый сиенит, 45 - псевдолейцитовый пегматоидный сиенит, 46 - псевдолейцитовый сиенит, 47 - щелочной сиенит); 48 – нефелиновый сиенит Кобарзинского массива. 3. Поля типовых составов пород [144]: 1 - диорит-габбро-анортозит; 2 - кварцевый диорит; 3 – тоналит; 4 – монцодиорит; 5 – диорит; 6 - гранодиорит; 7 - монцонит; 8 - кварцевый монцонит; 9 - гранит; 10 - сиенит; 11 - кварцевый сиенит; 12 - щелочно-полевошпатовый сиенит; 13 - щелочно-полевошпатовый сиенитоид; 14 - щелочно-полевошпатовый гранит, 15 - обогащенный кварцем гранитоид. 4-7 – поля составов пород вулcano-плутонических ассоциаций, продуктивных на молибден-медно-порфировое оруденение [145]: 4 - габбро-диорит-кварц-диоритовая формация; 5 - габбро-диорит-гранодиоритовая формация, 6 - диорит-гранодиорит-монцонитовая формация, 7 - диорит-гранодиорит-гранитная формация

Таблица 1.2

Химический состав (масс.%) магматических пород калиевых щелочных провинций

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	64,62	51,24	56,92	63,53	60,62	61,28	64,08	66,98	52,02	56,43	62,56	52,92	59,99
TiO ₂	0,11	0,86	0,74	0,80	0,52	0,45	0,03	0,06	0,70	0,45	0,35	0,76	0,40
Al ₂ O ₃	17,72	13,09	15,37	18,02	14,84	16,80	18,52	15,60	12,79	21,56	18,81	18,42	19,78
Fe ₂ O ₃	1,23	4,61	4,26	2,00	3,44	3,45	0,10	0,85	5,36	1,48	2,39	3,77	1,76
Fe O	0,37	4,58	2,05	0,64	1,85	0,76	0,61	1,53	3,66	1,32	0,88	2,16	1,01
MnO	0,01	0,13	0,12	0,03	0,14	0,05	0,01	0,06	0,19	0,10	0,03	0,23	0,08
MgO	0,16	4,74	2,06	0,10	1,05	0,90	0,26	0,11	5,02	0,40	0,38	0,98	0,33
CaO	0,29	7,50	4,03	0,97	2,92	2,00	0,36	0,37	7,37	1,60	0,70	6,50	2,59
Na ₂ O	4,72	2,55	5,80	5,12	2,76	2,68	1,86	1,13	2,60	2,66	4,94	3,20	4,55
K ₂ O	9,24	7,46	8,44	8,92	10,50	10,23	12,72	11,97	6,74	13,40	7,26	6,78	7,25
P ₂ O ₅	-	0,78	-	0,18	0,21	0,41	0,01	0,05	0,77	-	-	-	0,07
ППП	0,28	1,90	1,25	0,48	0,72	0,65	0,85	0,85	2,22	0,55	1,06	3,38	1,35
Сумма	98,75	99,44	99,04	100,79	99,57	99,66	99,41	99,41	99,38	99,95	99,36	99,10	99,17
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,79	0,76	0,93	0,78	0,87	0,77	0,79	0,84	0,73	0,74	0,65	0,54	0,60
K ₂ O/ Na ₂ O	1,96	2,93	1,46	1,74	3,80	3,82	6,84	10,6	2,59	5,04	1,47	2,12	1,59

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	63,54	51,32	53,24	50,70	61,42	58,52	54,90	60,16	59,10	50,86	54,68	57,64	54,43
TiO ₂	0,04	0,87	0,70	0,98	1,07	0,57	0,55	0,46	0,32	0,76	0,68	0,16	0,64
Al ₂ O ₃	18,82	14,46	19,43	15,99	16,34	17,06	20,15	17,69	17,59	11,77	15,34	16,28	18,09
Fe ₂ O ₃	0,50	2,65	2,44	5,61	5,85	3,80	3,64	2,56	2,55	3,92	4,38	2,75	3,67
Fe O	0,22	5,23	4,45	3,88	0,49	0,57	0,94	1,11	2,83	6,37	4,40	3,77	4,90
MnO	0,01	0,13	0,20	0,18	0,35	0,15	0,16	0,09	0,07	0,11	0,10	0,13	0,20
MgO	0,17	3,38	1,62	3,69	0,61	0,61	1,54	0,42	1,36	7,98	4,41	1,99	2,25
CaO	0,27	5,02	2,69	5,58	0,89	2,22	2,59	1,36	2,63	9,05	4,38	4,97	5,25
Na ₂ O	1,76	4,04	2,31	3,50	3,71	4,31	4,07	4,64	4,43	1,90	3,90	3,90	4,82
K ₂ O	13,42	6,36	11,02	7,81	8,24	9,65	8,76	9,25	8,18	5,41	6,25	4,18	5,25
P ₂ O ₅	-	0,72	-	0,85	0,05	0,11	0,28	0,06	0,20	0,53	0,53	0,40	0,46
ППП	0,53	4,13	1,69	1,15	0,80	2,30	2,11	1,10	0,88	0,76	1,13	3,66	0,46
Сумма	99,33	98,31	99,79	99,92	99,82	99,87	99,69	98,90	100,13	99,53	100,19	100,31	100,42
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,81	0,72	0,69	0,71	0,73	0,82	0,64	0,79	0,72	0,62	0,66	0,50	0,56
K ₂ O/ Na ₂ O	7,63	1,57	4,77	2,23	2,22	2,24	2,15	1,99	1,85	2,85	1,60	1,07	1,09

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	61,40	56,91	58,15	56,69	56,35	56,89	57,10	55,96	61,06	47,19	49,12	57,50	59,74
TiO ₂	0,43	0,51	0,44	0,50	0,44	0,45	0,44	1,24	0,58	1,19	1,00	0,19	0,27
Al ₂ O ₃	21,20	19,48	19,33	19,62	19,33	19,40	19,62	9,89	16,35	8,51	10,35	19,43	17,22
Fe ₂ O ₃	3,18	2,24	1,14	2,18	1,13	1,27	2,13	4,09	4,83	4,27	3,52	3,48	1,92
Fe O	1,03	2,69	2,96	3,05	3,77	3,23	2,33	5,25	0,86	6,40	6,41	1,61	1,15
MnO	0,03	0,15	0,14	0,15	0,12	0,08	0,14	0,21	0,08	0,21	0,17	0,01	0,05
MgO	0,36	0,89	0,73	0,73	1,00	0,58	0,42	1,72	0,71	10,21	7,14	0,31	1,09
CaO	2,70	3,58	2,70	3,07	3,50	2,70	2,85	4,04	0,84	8,40	8,50	0,44	0,68
Na ₂ O	3,20	4,85	4,62	4,68	4,85	4,68	5,25	2,42	3,59	3,30	2,53	0,80	1,88
K ₂ O	5,55	7,36	8,32	8,12	7,38	8,18	7,69	11,66	10,09	6,15	8,39	16,27	14,90
P ₂ O ₅	0,05	0,20	0,16	0,17	0,14	0,11	0,12	0,56	0,15	0,94	1,54	-	-
ППП	1,48	0,94	0,78	0,62	1,47	2,32	1,45	2,96	0,73	2,34	1,24	1,10	0,47
Сумма	100,61	99,80	99,78	99,58	99,58	99,91	99,54	100,00	99,87	99,01	99,91	101,14	99,37
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,41	0,63	0,67	0,65	0,63	0,66	0,66	1,42	0,84	1,11	1,06	0,88	0,97
K ₂ O/ Na ₂ O	1,73	1,52	1,80	1,74	1,52	1,75	1,46	4,82	2,81	1,86	3,32	20,34	7,93

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	56,44	59,47	58,12	36,84	42,55	44,71	55,49	56,00	57,50	55,30	56,32	52,81	53,37
TiO ₂	0,36	0,33	0,56	1,61	1,60	1,63	0,94	0,80	0,20	0,59	0,66	0,48	0,25
Al ₂ O ₃	15,20	14,45	14,37	8,82	6,65	11,95	15,05	15,50	21,25	16,62	16,83	19,14	20,71
Fe ₂ O ₃	7,23	5,31	4,21	7,22	12,11	9,43	5,21	4,50	1,00	5,43	4,25	3,63	1,90
Fe O	1,98	1,40	3,11	10,69	8,68	5,37	2,53	3,25	1,15	2,00	1,51	1,16	0,21
MnO	0,13	0,09	0,12	0,21	0,39	0,44	0,04	0,30	0,10	0,16	0,07	0,01	0,01
MgO	1,41	1,34	1,60	8,96	5,76	2,62	0,69	2,15	0,35	0,42	-	0,24	-
CaO	1,57	2,88	1,01	12,43	14,10	13,21	5,39	4,85	0,80	4,83	3,24	2,81	1,73
Na ₂ O	1,13	1,50	1,86	1,25	1,45	0,38	0,97	1,35	2,00	0,87	1,93	0,58	0,77
K ₂ O	12,12	12,70	13,69	5,14	4,08	8,43	12,56	11,25	14,25	12,56	14,35	18,94	20,54
P ₂ O ₅	-	-	0,08	4,85	2,28	0,74	0,14	0,50	0,15	0,12	0,07	0,07	0,05
ППП	2,52	0,65	1,06	0,30	0,30	0,94	0,47	1,00	0,95	0,61	0,49	0,53	0,33
Сумма	100,09	100,12	99,79	99,58	99,95	99,85	99,51	101,45	99,70	99,51	99,72	100,40	99,87
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,87	0,98	1,08	0,72	0,83	0,74	0,90	0,81	0,76	0,81	0,97	1,02	1,03
K ₂ O/ Na ₂ O	1,07	8,47	7,36	4,11	2,81	22,18	12,95	8,33	7,13	14,44	7,44	32,66	26,68

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	56,91	63,98	51,92	54,30	47,18	55,83	56,20	55,72	55,74	56,46	56,19	55,00
TiO ₂	0,25	0,46	-	0,04	1,32	0,48	0,62	0,18	0,87	0,70	1,04	0,10
Al ₂ O ₃	17,76	16,62	23,68	22,94	12,50	18,73	20,41	22,46	22,00	16,43	15,65	22,50
Fe ₂ O ₃	1,94	2,07	0,62	0,35	5,15	2,18	1,55	0,90	0,69	3,44	3,40	0,70
Fe O	2,55	0,83	1,04	0,92	6,12	1,42	1,39	1,00	2,22	2,27	3,36	1,60
MnO	0,09	2,68	-	0,06	0,21	0,06	0,07	-	0,03	0,09	0,14	-
MgO	1,13	0,03	0,39	1,16	6,31	1,20	0,37	0,26	0,39	1,93	2,96	0,30
CaO	2,08	-	2,52	0,62	9,77	2,51	1,37	0,53	0,87	5,43	4,79	0,50
Na ₂ O	1,35	2,68	3,05	1,10	0,54	3,37	3,94	3,91	3,40	3,86	1,37	0,70
K ₂ O	14,70	5,63	14,29	16,57	8,14	11,84	12,53	13,43	13,32	8,01	9,25	18,50
P ₂ O ₅	0,01	6,82	-	-	1,25	0,24	0,16	0,06	0,07	0,37	0,51	0,10
ППП	1,22	0,08	1,16	1,82	1,45	0,66	0,88	1,03	0,58	0,73	1,72	0,80
Сумма	100,40	99,60	98,67	99,88	99,94	98,52	99,49	99,48	100,18	99,72	100,29	100,80
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,90	0,50	0,73	0,77	0,69	0,81	0,81	0,77	0,76	0,72	0,68	0,85
K ₂ O/ Na ₂ O	10,89	2,10	4,69	15,06	15,07	3,51	3,18	3,43	3,92	2,08	6,75	26,43

Продолжение таблицы 1.2

Компоненты	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO ₂	54,51	54,59	57,75	57,92	47,96	53,02	52,86	53,50	52,76	58,28	47,83	57,28
TiO ₂	0,05	0,22	0,50	0,47	0,73	0,68	0,26	0,26	0,55	0,61	2,33	0,53
Al ₂ O ₃	22,60	22,28	17,06	18,69	17,69	17,21	22,85	22,25	23,12	20,66	20,24	20,18
Fe ₂ O ₃	0,87	0,96	2,18	2,04	2,03	3,65	0,51	0,73	2,05	2,30	1,88	2,87
Fe O	0,28	0,84	3,47	2,67	7,37	2,73	2,33	2,05	1,83	2,26	6,73	1,98
MnO	-	-	0,26	0,24	0,18	0,25	0,13	0,11	0,10	0,19	0,22	0,25
MgO	0,33	0,59	1,43	1,58	2,95	1,48	0,88	0,71	0,59	0,56	2,29	0,70
CaO	1,07	0,45	2,44	2,03	8,68	5,13	1,67	1,36	0,86	1,44	8,80	2,58
Na ₂ O	2,03	0,50	2,24	3,58	1,50	2,73	5,10	5,22	6,07	4,14	2,66	5,05
K ₂ O	16,66	18,28	9,32	8,28	6,25	8,88	7,90	8,10	9,55	8,81	4,70	7,35
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,46	0,30	0,36	0,22	0,11	0,13	0,09	0,02	-	0,09
ППП	1,36	1,34	2,33	1,78	3,30	4,42	4,46	4,41	1,56	0,53	0,30	0,92
Сумма	99,86	100,05	99,44	99,86	99,00	100,41	99,06	98,83	99,13	99,80	97,98	99,78
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,83	0,84	0,68	0,63	0,44	0,67	0,57	0,60	0,68	0,63	0,36	0,61
K ₂ O/ Na ₂ O	8,21	36,56	4,16	2,31	4,17	3,25	1,55	1,55	1,57	2,13	1,77	1,46

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88
SiO ₂	59,78	59,78	35,74	45,42	59,01	52,07	46,10	44,60	53,20	52,80	51,20	53,66
TiO ₂	1,06	1,02	1,02	1,17	0,44	1,15	1,10	1,37	0,57	0,41	1,20	0,16
Al ₂ O ₃	18,30	17,76	10,61	10,80	15,86	14,81	16,00	11,50	20,57	20,07	19,26	23,19
Fe ₂ O ₃	1,90	2,12	2,85	3,42	3,30	3,16	4,60	6,00	2,54	2,12	4,67	1,94
Fe O	3,16	2,58	4,21	5,84	1,94	5,09	6,00	6,30	2,97	2,47	2,01	1,24
MnO	0,16	0,12	0,09	0,20	0,14	0,09	0,10	0,09	0,18	0,24	0,08	0,16
MgO	1,15	1,25	13,24	6,42	0,64	6,91	7,37	12,30	0,66	0,40	0,42	0,24
CaO	1,72	1,41	19,78	19,07	4,66	5,23	10,21	9,70	3,96	4,18	5,40	1,83
Na ₂ O	4,85	5,40	0,16	1,37	2,30	3,22	2,65	1,20	4,67	5,50	4,70	5,73
K ₂ O	6,94	7,20	4,11	5,28	7,70	3,80	4,53	4,45	8,53	9,30	8,88	9,69
P ₂ O ₅	0,53	0,12	6,11	0,90	0,40	0,30	0,44	0,75	0,10	0,06	0,18	0,01
ППП	0,22	0,72	0,63	2,34	1,86	3,76	0,90	1,60	1,26	1,00	1,22	3,25
Сумма	99,77	99,48	98,95	100,00	100,00	100,00	100,00	100,51	99,22	99,00	99,52	100,07
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,64	0,71	0,40	0,62	0,63	0,47	0,45	0,49	0,64	0,74	0,71	0,66
K ₂ O/ Na ₂ O	1,43	1,33	25,69	3,85	3,35	1,18	1,71	3,71	1,83	1,69	1,89	1,69

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
SiO ₂	54,70	58,08	59,38	60,65	59,68	59,10	52,64	55,64	48,91	53,50	53,26	54,10
TiO ₂	1,28	0,55	0,55	0,40	0,19	0,18	0,80	0,80	1,46	1,05	0,99	-
Al ₂ O ₃	15,24	18,57	19,51	18,03	17,70	20,88	15,90	17,20	16,46	17,10	16,32	25,11
Fe ₂ O ₃	3,73	3,87	1,69	2,18	2,41	1,84	3,30	2,20	6,76	5,10	4,56	1,61
Fe O	4,41	3,08	2,42	2,18	3,02	2,53	3,60	3,20	4,12	1,94	2,54	1,23
MnO	0,03	0,04	0,10	0,22	0,05	0,04	0,22	0,17	0,14	0,09	0,09	0,24
MgO	5,09	1,53	0,47	0,36	0,62	0,53	4,68	3,08	4,81	4,03	4,28	1,96
CaO	6,90	3,01	2,30	2,80	2,16	3,01	4,90	3,30	4,20	2,75	3,66	-
Na ₂ O	3,13	4,40	6,00	5,60	5,87	5,75	3,38	3,50	3,45	2,56	2,28	4,85
K ₂ O	4,71	5,12	6,72	5,80	7,00	5,87	6,88	7,00	3,55	6,03	6,37	8,75
P ₂ O ₅	0,68	0,26	0,13	-	0,06	0,20	0,60	0,60	0,40	0,34	0,38	1,40
ППП	1,70	0,98	0,64	0,10	0,68	0,76	3,18	3,54	4,11	0,49	2,99	0,17
Сумма	101,60	99,49	99,91	98,32	99,44	100,69	100,08	100,23	98,37	97,90	97,70	99,42
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,51	0,51	0,65	0,63	0,73	0,56	0,65	0,61	0,43	0,50	0,50	0,54
K ₂ O/ Na ₂ O	1,50	1,16	1,12	1,04	1,19	1,02	2,04	2,00	1,03	2,36	2,79	1,80

Продолжение таблицы 1.2

Компо- ненты	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO ₂	65,56	50,44	51,16	53,29	53,05	52,04	52,12	53,29	54,60	55,78	58,90	60,33
TiO ₂	0,33	0,80	0,63	0,51	0,87	0,42	1,15	0,29	0,25	0,59	0,39	0,40
Al ₂ O ₃	17,27	17,17	20,66	21,60	21,15	23,68	20,73	21,71	21,82	21,05	20,33	19,83
Fe ₂ O ₃	1,78	9,00	2,42	2,79	2,34	0,67	2,73	2,34	3,30	2,36	1,82	3,50
Fe O	3,08	3,02	6,44	2,19	3,07	2,95	1,09	0,73	1,22	2,18	1,12	0,90
MnO	0,12	-	0,24	0,80	0,20	0,15	0,14	0,10	0,10	0,18	0,03	0,06
MgO	0,10	6,02	1,74	0,59	1,12	0,69	0,69	0,49	0,69	0,51	0,74	0,52
CaO	1,16	2,21	4,07	3,57	4,21	2,29	3,64	3,35	3,62	2,56	2,88	2,79
Na ₂ O	4,76	3,20	4,50	1,35	4,25	3,70	5,25	4,50	3,40	4,20	3,55	4,30
K ₂ O	5,34	7,40	6,70	10,50	7,25	10,70	9,50	10,25	9,20	7,50	8,50	6,80
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ППП	0,43	1,63	1,72	3,05	3,37	3,08	2,96	3,46	2,70	2,00	1,77	0,54
Сумма	99,33	100,89	100,28	100,24	100,88	100,37	100,00	100,51	100,90	99,51	100,03	99,97
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,58	0,62	0,54	0,55	0,54	0,61	0,71	0,68	0,58	0,56	0,59	0,56
K ₂ O/ Na ₂ O	1,12	2,31	1,49	7,78	1,71	2,89	1,81	2,28	2,71	1,79	2,39	1,58

Окончание таблицы 1.2

Компо- ненты	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125
SiO ₂	59,71	60,22	63,46	60,17	63,64	64,26	52,23	57,68	54,60	53,71	56,15	72,16	64,72
TiO ₂	0,40	0,58	0,36	0,42	0,31	0,38	0,43	0,72	0,73	0,52	0,62	0,40	0,41
Al ₂ O ₃	20,01	20,07	17,78	19,96	20,07	16,33	10,86	14,83	15,62	13,39	19,23	13,81	16,62
Fe ₂ O ₃	4,87	0,96	0,73	2,66	1,29	1,05	7,49	3,32	4,92	3,91	2,76	0,05	1,89
Fe O	1,10	3,82	1,48	0,69	0,20	1,17	3,98	1,77	2,36	2,04	1,91	0,36	1,04
MnO	0,01	0,22	0,08	0,10	0,01	0,06	0,55	0,17	0,23	0,30	0,24	0,01	0,07
MgO	1,02	0,33	0,15	0,06	0,05	0,45	4,34	1,60	2,05	2,94	0,69	0,04	0,17
CaO	2,56	0,87	1,46	0,66	0,37	1,92	10,52	4,32	5,51	7,14	3,59	0,60	0,37
Na ₂ O	4,00	4,85	3,80	3,90	5,57	4,00	2,02	2,35	3,55	2,02	4,72	2,13	0,40
K ₂ O	6,50	6,92	8,13	8,66	6,44	6,95	5,11	7,55	6,51	7,91	5,40	9,35	11,69
P ₂ O ₅	-	0,15	0,15	0,06	0,04	0,16	1,19	0,53	0,92	1,20	0,22	0,33	0,15
ППП	0,57	1,04	2,24	1,66	1,2	2,36	0,99	1,23	0,78	1,09	2,38	0,50	1,15
Сумма	100,55	100,03	99,82	99,00	99,25	99,09	99,71	96,07	97,78	96,17	97,91	99,73	98,68
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,52	0,59	0,55	0,63	0,60	0,83	0,66	0,67	0,64	0,74	0,52	0,83	0,73
K ₂ O/ Na ₂ O	1,63	1,43	9,21	2,22	1,16	16,04	2,53	3,21	1,83	3,92	1,14	4,39	29,23

Примечание. 1-33 – Центрально-Алданская провинция: 1-8 – рябиновский комплекс (1 – трахит, 2 – малиньит, 3 – меланократовый сиенит, 4 – пуласкит, 5 – эгириновый сиенит, 6 – псевдолейцитовый сиенит-порфир, 7 – сиенит-пегматит, 8 – нордмаркит); 9 – 14 – якутский комплекс (9 – псевдолейцитовый фонолит, 10-псевдолейцитовый порфир, 11 – трахит, 12 – меланитсодержащий сиенит, 13 – пуласкит, 14 – пегматоидный сиенит); 15-21 – ылыммахский комплекс (15 – псевдолейцитовый базальт, 16 – псевдолейцитовый порфир, 17 – малиньит, 18 – меланократовый сиенит, 19 – нефелиновый сиенит, 20 – пуласкит, 21 – пегматоидный сиенит); 22-27 – томмотский комплекс (22 – щелочно-трахитовый игнимбрит, 23 – ортоклазовый базальт, 24 – ортоклазовый андезит, 25 – трахит, 26 – микросиенит, 27 – пуласкит); 28-33 – джеккондинский комплекс (28 – щелочной трахитовый игнимбрит, 29 – туф щелочных трахитов, 30 – анальцимовый порфир, 31 – взрывчатая щелочно-трахитовая брекчия, 32 – щелочной трахит, 33 – псевдолейцитовый трахит) [55, 58, 65, 113, 145]; 34-54 – Западно-Алданская провинция: 34-42 – Маломурунский массив (34 – лейцитовый фонолит; 35 – щелочной трахит, 36 – биотитовый пироксенит, 37 – шонкинит, 38 – сыннырит, 39 – нефелиновый сиенит, 40 – псевдолейцитовый сиенит, 41 – щелочной сиенит, 42 – сиенит-пегматит) [122]; 43-54 – Южно-Сакунский массив (43 – слюдистый пироксенит, 44 – лузитанит, 45 – мезопуласкит, 46-47 – пуласкиты, 48 – нефелиновый сиенит, 49 – псевдолейцитовый нефелиновый сиенит, 50 – фельдшпатоидный сиенит, 51-52 – кальсилит-щелочнополевошпатовые сиениты, 53 – псевдолейцитовый сиенит, 54 – граносиенит) [122, 208]; 55-66 – Северо-Прибайкальская провинция, Сыннырский массив (55-56 – псевдолейцитовые порфиры, 57 – шонкинит, 58-59 – итсиндриты, 60 – нефелиновый сиенит, 61 – псевдолейцитовый нефелиновый сиенит, 62-63 – пуласкиты, 64-66 – кальсилит – щелочно-полевошпатовые сиениты) [122, 240]; 67-78 – Уральская провинция: 67-72 – нязепетровский комплекс (67-68 – трахитовые порфиры, 69 – шонкинит, 70 – меланократовый сиенит, 71-72 – нефелиновые сиениты); 73-78 – ильмено-вишневогорский комплекс (73-74 – нефелиновые сиениты, 75 – гранат-амфиболовый сиенит, 76 – амфиболовый сиенит, 77-78 – биотитовые сиениты) [154, 267]; 79-90 – Северо-Казахстанская провинция: 79-82 – красномайский комплекс (79 – щелочной пироксенит, 80 – шонкинит, 81 – щелочной сиенит, 82 – спессартит [187]); 83-90 – ишимский комплекс (83 – лейцитовый базальт, 84 – лейцитовый пироксенит, 85 – шонкинит, 86 – нефелиновый сиенит, 87 – жильный нефелиновый сиенит, 88 – сиенит-пегматит, 89 – монзонит, 90 – щелочной сиенит) [152]; 91-101 – Центрально-Казахстанская провинция: 91-94 – нефелиновые сиениты абаевского комплекса; 95-99 – косистекский комплекс (95-96 – щелочные трахиты, 97 – монзонит, 98-99 – щелочные сиениты), 100 – нефелиновый сиенит борсуксайского комплекса; 101 – щелочной сиенит карсакапайского комплекса [187]; 102-113 – Армянская провинция, тежсарский комплекс (102 – лейцитовый базальт, 103 – трахиандезит, 104 – щелочной трахиандезит, 105 – лейцитовый трахит, 106 – лейцитовый трахифонолит, 107-108 – псевдолейцитовые сиениты, 109 – нефелиновый сиенит, 110-111 – щелочные сиениты, 112 – щелочной сиенит-пегматит, 113 – нордмаркит [166]); 114-125 – Северо-Кордильерская провинция, Шток Аллард (114-118 – лейкократовые сиениты, 119-123 – меланократовые сиениты, 124-125 – эруптивные брекчии [297]).

Породы мезозойских щелочных массивов Канады, вмещающих меднопорфировые месторождения с благороднометалльной минерализацией, принадлежат к субщелочному ряду: кварцевый монзонит-кварцевый сиенит-щелочно-полевошпатовый

сиенитоид [48]. Для них также свойственны более узкий диапазон изменения величины щелочного модуля (0,55-0,83), широкие вариации отношения K_2O/Na_2O (1,2-29,2) (Таблица 1.2).

Породы вулканоплутонических ассоциаций, продуктивных на молибден-меднопорфировое оруденение, представлены четырьмя магматическими формациями [146, 275, 281, 282, 285, 296]: габбро-диорит-кварц-диоритовой натриевой ($K_2O/Na_2O=0,1-0,4$), габбро-диорит-гранодиоритовой калиево-натриевой ($K_2O/Na_2O=0,5-0,8$), диорит-гранодиорит-монцонитовой натриево-калиевой ($K_2O/Na_2O=0,9-1,2$) и диорит-гранодиорит-гранитной калиевой ($K_2O/Na_2O=1,2$).

Магматические породы калиевых щелочных массивов, перспективных на золотопорфировое оруденение (Таблица 1.2) отличаются от пород этих формаций, вмещающих месторождения меднопорфирового семейства, более щелочными свойствами. На классификационной диаграмме точки их составов располагаются в левой нижней части и приближаются к ортоклазовому максимуму (Рисунок 1.27).

Выводы

1. Калиевые щелочные массивы сформировались в зонах тектоно-магматической активизации (рифтогенеза) земной коры.
2. Минерагению калиевых щелочных комплексов помимо традиционных видов минерального сырья (мусковит, калийные удобрения, глиноземное, полевошпатовое сырье) определяют месторождения и рудопроявления меди и благородных металлов (золота, серебра) порфирового типа.
3. Магматические породы разновозрастных (от палеозоя до кайнозоя) калиевых щелочных массивов, перспективных на золотопорфировый тип оруденения, отличаются от пород вулканоплутонических ассоциаций, продуктивных на молибден-меднопорфировое оруденение, более щелочными свойствами.

2. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМАЦИИ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ

В пределах рассмотренных калиевых щелочных вулкано-плутонических комплексов проявились разнообразные метасоматические процессы (Таблица 1.1). Среди них наиболее распространенными являются дорудные процессы фенитизации, протекавшие в контактовых зонах массивов с вмещающими алюмосиликатными породами, и рудоносные процессы микроклинизации и серицитизации в щелочных сиенитах и породах вулканогенной кровли (щелочных трахитах, псевдолейцитовых фонолитах). В отдельных массивах проявлены также пострудные процессы кварц-эгирин-микроклинового метасоматоза, наложенные на поздние дайки грорудитов, эгириновых граносиенитов и щелочных гранитов [46, 242]. Рассмотрим наиболее характерные для калиевых щелочных массивов формации метасоматических пород.

2.1. Фенитовая формация

Процессы фенитизации проявлены в большинстве рассмотренных провинций калиевых щелочных пород (Таблица 1.1). Фениты – это высокотемпературные пироксен-полевошпатовые метасоматиты, образованные при внедрении щелочных пород в кремнекислые породы - граниты и гранито-гнейсы, вмещающие щелочно-ультраосновные массивы [170]. В Центрально-Алданской провинции метасоматиты фенитовой формации получили достаточно широкое распространение в контактовых зонах мезозойских щелочных сиенитов и трахитов с архейскими породами (гранитами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами). Ширина ореолов фенитизации в этих зонах составляет сотни метров (Рисунок 1.2).

В результате процессов эгиринизации и сопутствовавшего им калиевого ощелачивания полевых шпатов, выделяемых нами как железо-калиевый метасоматизм [242], в породах массивов возникли эгирин-ортоклазовые метасоматиты, в породах обрамления – фениты. Радиологический возраст фенитов, по данным К-

Аг метода, - 137-143 млн лет [80]. В рябиновском комплексе процессы железо-калиевого метасоматизма проявились после полной кристаллизации пуласкитов и сиенит-порфиров. Фенитизация щелочных пород комплекса завершилась до внедрения сиенит-пегматитов и нордмаркитов, жилы которых секут эгиринизированные щелочные сиениты и трахиты [242]. Такие соотношения этих пород установлены на участке Рябчик [46], расположенном в центральной части рябиновского комплекса (Рисунок 1.2). Наиболее полные метасоматические колонки, характеризующие процесс фенитизации, изучены нами в восточной краевой части рябиновского комплекса (Рисунок 1.2), где фениты постепенно переходят в эгирин-ортоклазовые метасоматиты. Во внешней зоне таких колонок по архейским гранитоидам развиваются среднезернистые белые или серовато-белые кварц-полевошпатовые метасоматиты. Преобразование биотитового гранита в метасоматическом процессе выражено в замещении темноцветных минералов эгирин-авгитом, кислого плагиоклаза и частично кварца – калинатровым ортоклазом (Рисунок 2.1). При этом отмечается существенная перестройка структуры замещаемой породы. Кварц обособился в полевошпатовом агрегате в виде весьма характерных ориентированных субпараллельно червеобразных вростков, а также в виде прихотливо ветвящихся прожилков. Изменение химического состава гранитов при образовании по ним кварц-полевошпатовых метасоматитов выразилось в привносе в зону реакции ионов калия, магния, железа, выносе ионов натрия, алюминия и кремния и некотором возрастании общей основности пород (Рисунок 2.1, таблица 2.1), рассчитанной по методу протонного эквивалента, предложенному А. А. Маракушевым [161]. По его данным, характер понижения основности в рядах метасоматических пород отражает общую интенсивность процессов кислотного выщелачивания, а её повышение связывается с развитием основного (щелочного) метасоматоза. Дальнейшее развитие метасоматического процесса привело к формированию во внутренней зоне метасоматической колонки фенита - среднезернистой зеленовато-серой породы, состоящей преимущественно из калиевого ортоклаза и пироксенов рода эгирина (Таблица 2.2).

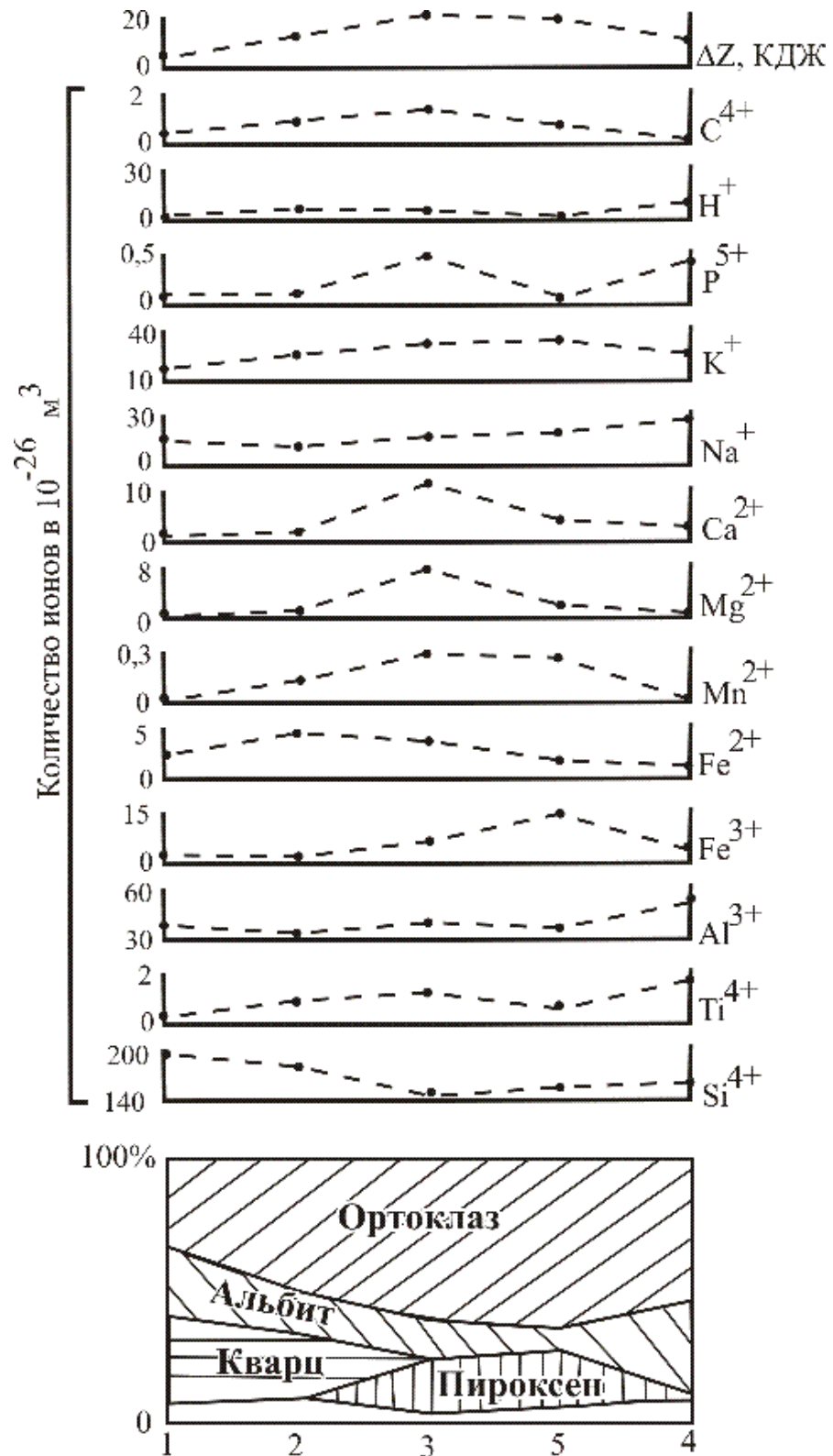


Рис. 2.1. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании метасоматитов фенитовой формации в контактовой зоне щелочных сиенитов рябиновского комплекса с архейскими гранитами:

1 – гранит, 2 – кварц-полевошпатовый метасоматит, 3 – фенит апогранитный, 4 – пуласкит, 5 – фенит апопуласкитовый

Таблица 2.1

Химический состав (масс.%) исходных пород и метасоматитов фенитовой формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	75,62	72,28	64,00	59,10	63,53	61,46	64,62	59,40	94,66	62,66	72,01	62,28	59,00
TiO ₂	0,04	0,38	0,15	0,52	0,80	0,24	0,11	0,60	0,10	0,55	0,24	0,12	0,64
Al ₂ O ₃	12,68	11,90	14,43	13,50	18,02	13,14	17,72	13,45	2,45	15,34	16,60	15,50	15,24
Fe ₂ O ₃	0,60	0,76	3,54	3,66	2,00	7,04	1,23	7,48	0,26	3,49	1,50	1,73	3,19
FeO	1,33	2,33	0,51	1,84	0,64	0,95	0,37	1,09	0,14	1,02	1,50	1,70	3,05
MnO	0,01	0,06	0,05	0,12	0,03	0,12	0,01	0,11	0,03	0,10	0,04	0,04	0,16
MgO	-	0,36	0,87	2,02	0,10	0,74	0,16	0,95	0,20	1,85	0,64	0,60	2,31
CaO	0,38	0,69	2,33	3,98	0,97	1,45	0,29	2,16	0,40	1,79	2,67	1,18	5,14
Na ₂ O	2,83	1,66	1,80	3,00	5,12	3,24	4,72	3,76	0,25	1,84	4,22	1,13	3,34
K ₂ O	6,30	8,45	11,94	10,22	8,92	10,56	9,24	9,50	1,46	11,54	2,17	13,98	5,04
P ₂ O ₅	0,02	0,04	-	0,21	0,18	-	-	-	0,04	0,05	-	-	0,44
H ₂ O	-	0,54	0,25	0,42	0,65	0,19	0,08	0,63	0,26	0,41	0,40	0,30	0,23
CO ₂	-	0,26	0,20	0,34	-	0,20	0,20	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,81	99,71	100,07	98,93	99,66	99,33	98,75	99,13	100,25	100,64	101,99	98,56	97,78
Основность, кДж	3,6	10,1	15,8	18,5	10,2	16,4	9,80	16,7	-5,6	16,4	3,7	19,9	14,2

Окончание таблицы 2.1

Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	62,52	44,30	48,72	51,66	64,95	65,28	60,46	71,63	63,23	45,26	60,76	57,02	51,08
TiO ₂	0,42	2,11	1,80	1,05	1,26	1,21	1,74	0,21	0,37	1,70	1,39	0,34	0,58
Al ₂ O ₃	17,21	17,00	15,64	16,16	12,30	14,03	14,12	14,41	17,24	13,90	13,99	18,78	18,67
Fe ₂ O ₃	2,22	3,59	6,30	4,38	3,54	2,50	3,53	1,98	2,10	6,22	6,30	2,90	3,30
FeO	1,10	6,71	4,23	2,76	4,24	3,68	2,66	0,95	1,21	9,84	2,32	2,35	3,82
MnO	0,11	0,18	0,18	0,18	1,08	0,08	0,13	0,42	0,63	0,06	0,08	0,15	0,10
MgO	0,93	6,05	2,50	2,70	0,78	0,33	1,10	0,19	0,31	7,32	0,94	0,82	1,31
CaO	5,52	7,85	5,61	6,21	3,03	4,08	3,94	2,07	1,65	8,74	3,98	1,30	6,22
Na ₂ O	4,86	3,92	4,48	4,38	3,76	3,99	6,00	3,87	6,54	2,10	4,21	3,95	4,92
K ₂ O	7,97	4,03	7,78	8,88	3,89	4,83	5,10	4,05	5,83	4,40	5,05	11,00	7,53
P ₂ O ₅	0,16	1,20	0,95	0,49	0,32	-	0,44	0,03	0,06	0,12	-	0,27	0,26
H ₂ O	0,26	2,58	1,02	1,16	0,14	0,26	0,12	0,27	0,32	0,14	0,73	2,00	1,97
CO ₂	-	-	-	-	0,24	-	0,03	-	-	0,28	-	-	-
Сумма	103,28	99,52	99,21	100,01	99,53	100,27	99,37	100,09	99,49	100,22	99,75	100,88	99,86
Основность, кДж	18,2	14,0	20,5	21,7	5,6	12,2	15,9	4,3	15,8	14,2	13,1	12,4	20,5

Примечание. Здесь и в табл. 2.2: 1-8 - рябиновский комплекс (1 – архейский гранит, 2 – кварц-полевошпатовый метасоматит, 3-4 – фениты апогранитные, 5 – порфириовидный пуласкит, 6 – фенит апопуласкитовый, 7 – трахит, 8 – фенит апотрахитовый) [80, 242]; 9-12 – мурунский комплекс (9 – кварцитопесчаник, 10 – фенит по кварцитопесчанику, 11 – биотитовый гранитогнейс, 12 – фенит по гранитогнейсу) [23, 130]; 13-17 – сыннырский комплекс (13-14 – апогранитные лейкократовые фениты, 15 – щелочной базальтоид, 16-17 – апобазальтовые меланократовые фениты) [240]; 18-24 – ильмено-вишневогорский комплекс (18 – гранитный мигматит, 19 – кварц-полевошпатовый метасоматит, 20 – апогранитный фенит, 21 – гнейс, 22 – фенит апогнейсовый, 23 – амфиболит, 24 – фенит апоамфиболитовый) [154]; 25-26 – ишимский комплекс (25 – трахитовый порфир, 26 – апотрахитовый фенит) [187].

Таблица 2.2

Минеральный состав (%) исходных пород и метасоматитов фенитовой формации

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кварц	31,4	25,6	7,3			3,5		0,9	84,3		29,3	0,7	10,5
Ортоклаз	36,5	51,5	71,2	62,3	37,2	63,5	62,8	57,5	10,7	68,5	7,8	84,9	31,8
Плагиоклаз	27,7	15,6			54,1				3,8	11,5	49,2		32,9
Альбит			8,5	12,8		9,7	19,5	17,3				1,7	
Нефелин					3,7								
Эгирин			6,4	11,6		16,0	4,5	13,6		7,1		6,9	15,1
Диопсид		2,8	5,1	10,5	0,5	4,8	8,8	7,2	0,8	7,1		4,0	7,3
Гиперстен	1,6	3,5				0,9	2,3	0,4		1,0		1,7	
Волластонит													
Амфибол													
Биотит											12,0		
Мусковит	2,1												
Магнетит	0,7	0,4	1,4	1,0	2,4	1,2	1,4	2,2	0,3	1,0	1,5		1,0
Ильменит		0,6				0,3	0,7	0,9					
Рутил			0,1	0,4	0,3				0,1	0,4	0,2	0,1	0,4
Апатит				0,5									1,0
Кальцит				0,9									

Окончание таблицы 2.2

Минералы	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Кварц					23,4	17,2	5,0	27,1	0,6		11,2		
Ортоклаз	45,8	34,7	50,0	55,6	18,1	24,6	30,1	22,8	35,5	26,3	295	68,9	51,0
Плагиоклаз	30,2	17,8	7,4	3,9			37,7	43,5	52,8	34,5	29,9	8,4	11,0
Альбит					34,6	37,6							
Нефелин	3,4	16,8	13,6	15,3								14,4	17,6
Эгирин	10,2		12,7	8,9			14,3		7,3		18,3		8,2
Диопсид	9,3	16,4	8,9	11,9			4,4		3,0			3,2	8,6
Гиперстен		7,2										1,6	
Волластонит					6,3	7,4		0,6					
Амфибол							5,3			30,4	8,7		
Биотит					11,5	9,8		3,7					
Мусковит													
Магнетит	0,5	3,3	4,1	2,6	3,7	2,6	1,0	2,1	0,5	6,6	1,5	2,7	2,7
Ильменит													
Рутил	0,3	1,3	1,2	0,7	0,9	0,8	1,2	0,2	0,3	1,2	0,9	0,2	0,3
Апатит	0,3	2,5	2,1	1,1	0,9		1,0			0,3		0,6	0,6
Кальцит					0,6					0,7			

Структура такой породы приближается к гранобластовой. Основу её создает агрегат изометричных зерен ортоклаза, в интерстициях которых находятся сростки короткопризматических зерен пироксена. Изменение химического состава при формировании апогранитных фенитов состоит в привносе в элементарный объем породы ионов калия, трехвалентного железа, алюминия, выносе ионов кремния, двухвалентного железа и резком увеличении общей основности пород при положительном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Рисунок 2.1, таблица 2.3). Образовавшиеся по архейским породам фениты характеризуются текстурой, унаследованной от пород субстрата. Так, апогранитные фениты обладают массивной текстурой, а фениты, развитые по гранитогнейсам, кристаллическим сланцам, имеют полосчатую текстуру.

Близкие по характеру изменения наблюдаются при развитии пироксен-полевошпатовых метасоматитов по щелочным сиенитам [81, 242]. В этом процессе изменение минерального состава сиенитов в условиях железо-калиевого метасоматизма заключается в переходе натрового ортоклаза в его калиевую разновидность, замещении пироксенов рода авгита эгирином по следующей схеме: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+ \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}^+$; $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{Na}^+ + \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$. Состав калиевого полевого шпата в эндофенитах и щелочных сиенитах по величине коэффициента моноклинности колеблется от промежуточного до максимального ортоклаза (Рисунок 2.2). При фенитизации гипидиоморфные и порфиroidные структуры пуласкитов испытали перекристаллизацию с уменьшением среднего размера зерен в 2-3 раза до 0,1-0,2 мм [46, 81]. Изменение химического состава при развитии апопуласкитовых фенитов выразилось в привносе в зону реакции ионов калия, трехвалентного железа, выносе ионов натрия и алюминия и некотором возрастании общей основности пород (Рисунок 2.1). Фениты, сформировавшиеся в эндоконтактной зоне Рябинового массива, сходны по минеральному составу (Таблица 2.2) с фенитами экзоконтактной зоны, отличаясь от последних более высокой железистостью пироксена. По своему химическому составу пироксены из фенитов рябиновского комплекса соответствуют эгирину и эгирин-авгиту (Таблица 2.4).

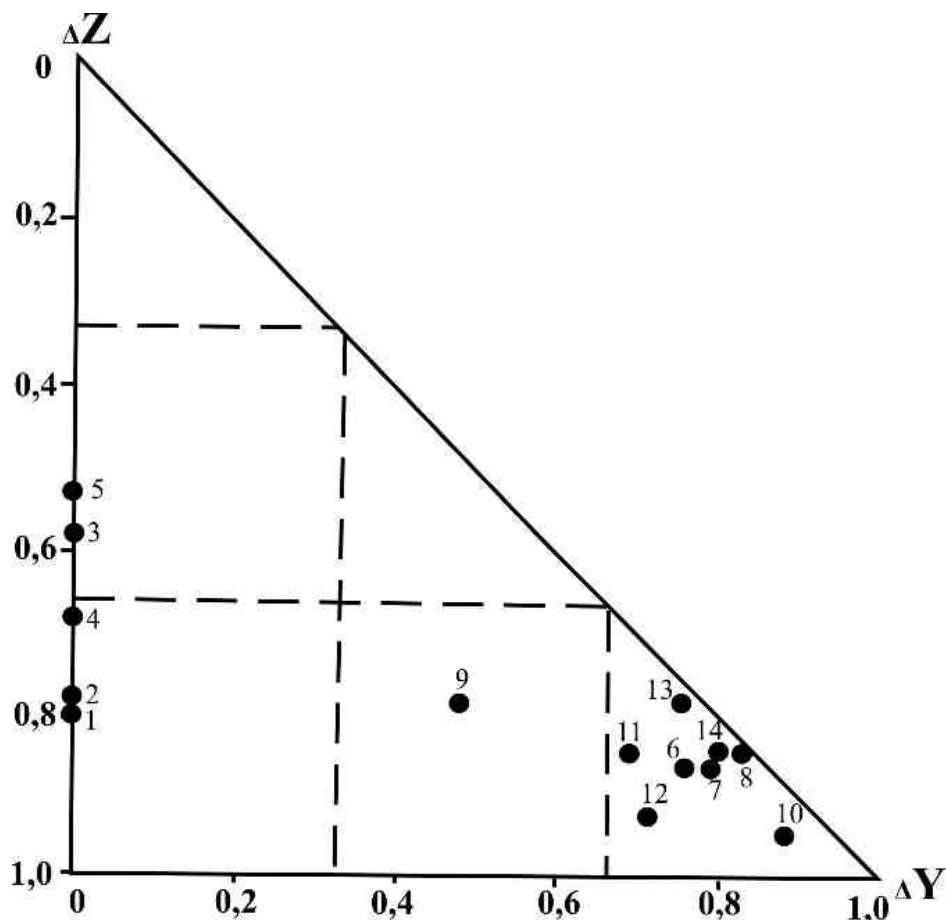


Рис. 2.2. Диаграмма структурного состояния калиевых полевых шпатов из исходных пород и метасоматитов рябиновского комплекса [56]:

ΔZ – коэффициент моноклинности, ΔY – коэффициент триклинности; 1 – ортоклаз из пуласки-тов (обр. 4109); 2, 3 – ортоклаз из сиенит-пегматитов (обр. 4106/1, 4654/6); 4, 5 – ортоклаз из фенитов (обр. 4604/1, 4634/1); 6-8 – микроклин-1 из микроклинизированных и серицитизиро-ванных пуласки-тов (обр. 2083/1, 2074/1, 2098); 9, 10 – микроклин-1 из микроклинизированных сиенит-пегматитов (обр. 4108/2, 4654/7); 11-13 – микроклин-2 из поздних микроклинитов (обр. 2095/1, 2070/1, 4652/6); 14 – микроклин-3 из кварц-микроклиновых метасоматитов (обр. 2096)

При преобразовании пород вулканогенной кровли (щелочных трахитов) в пироксен- полевошпатовые метасоматиты трахитовая структура исходных пород трансформируется в гранобластовую структуру. Апотрахитовые фениты образо-вались в условиях привноса в элементарный объем породы ионов кальция, маг-ния, железа, водорода, выноса ионов алюминия, кремния, натрия, увеличения ос-новности пород при положительном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Таблицы 2.1, 2.3).

Таблица 2.3

Баланс содержаний компонентов при образовании метасоматитов фенитовой формации

Ионы	Количество ионов в элементарном объёме (10^{-26} м ³)										
	1	2	3	2-1	3-2	4	5	5-4	6	7	7-6
Si ⁴⁺	195,86	179,46	152,09	-16,40	-27,37	162,08	157,51	-4,57	165,26	155,52	-9,74
Ti ⁴⁺	0,08	0,71	1,01	+0,63	+0,30	1,53	0,46	-1,07	0,21	1,18	+0,97
Al ³⁺	38,71	34,83	40,95	-3,88	+6,12	54,19	39,69	-14,50	53,42	41,51	-11,91
Fe ³⁺	1,17	1,42	7,09	+0,25	+5,67	3,84	13,58	+9,74	2,37	14,74	+12,37
Fe ²⁺	2,88	4,84	3,96	+1,96	-0,88	1,37	2,04	+0,67	0,79	2,39	+1,60
Mn ²⁺	0,02	0,13	0,26	+0,11	+0,13	-	0,26	+0,26	0,02	0,24	+0,22
Mg ²⁺	0,04	1,33	7,75	+1,29	+6,42	0,38	2,83	+2,45	0,61	3,71	+3,10
Ca ²⁺	1,05	1,84	10,97	+0,79	+9,13	2,65	3,98	+1,33	0,79	6,06	+5,27
Na ⁺	14,21	7,99	14,97	-6,22	+6,98	25,33	16,10	-9,23	23,41	19,09	-4,32
K ⁺	20,82	26,77	33,55	+5,95	+6,78	29,03	34,53	+5,50	30,15	31,73	+1,58
P ⁵⁺	0,04	0,08	0,46	+0,04	+0,38	0,39	0,02	-0,37	0,02	0,02	0
H ⁺	0,17	8,94	7,21	+8,77	-1,73	11,06	3,25	-7,81	1,36	11,00	+9,64
C ⁴⁺	0,05	0,88	1,19	+0,83	+0,31	-	0,70	+0,70	0,70	0,04	-0,66
Привнос				20,62	42,22			20,65			34,75
Вынос				26,50	29,98			37,55			26,63
Эффект				-5,88	+12,24			-16,90			+8,12

Примечание. 1-7 – рябиновский комплекс (1 – архейский гранит, 2 – кварц-полевошпатовый метасоматит, 3 – фенит апогранитный, 4 – пула-скит, 5 – фенит апопуласкитовый, 6 – трахит, 7 – фенит апотрахитовый).

Таблица 2.4

Химический состав (масс %) пироксенов из фенитов [140, 154, 240]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	49,98	52,67	53,26	54,10	52,11	50,50	50,58	50,31	51,53	49,81	51,76	49,50	51,21	49,56
TiO ₂	0,85	1,47	1,82	1,38	0,73	0,76	-	0,65	0,56	0,54	-	1,80	0,87	0,38
Al ₂ O ₃	0,60	1,23	0,28	3,40	0,81	2,32	5,47	2,57	1,63	3,47	0,57	2,56	0,60	-
Fe ₂ O ₃	26,91	21,75	-	12,29	5,25	8,42	3,92	16,96	21,73	15,64	13,08	11,45	19,57	27,47
FeO	2,73	1,08	17,41	4,31	4,63	7,31	23,18	6,02	4,13	6,80	9,80	5,60	6,09	4,54
MnO	0,38	0,10	0,19	0,34	0,18	0,44	-	0,70	0,46	0,48	1,25	0,51	0,70	1,04
MgO	2,38	5,29	6,38	5,54	12,58	8,13	2,19	4,70	3,25	4,95	5,40	7,01	5,88	3,69
CaO	3,94	6,31	9,04	10,70	21,87	19,16	3,85	10,46	8,40	9,89	13,39	15,41	9,23	8,36
Na ₂ O	8,92	9,07	9,55	7,46	1,40	2,58	8,17	6,80	8,35	7,77	5,43	5,82	4,69	4,12
K ₂ O	0,44	0,67	0,04	0,74	0,09	0,09	-	0,54	0,25	0,85	0,14	0,21	0,29	0,81
H ₂ O	-	-	-	0,22	-	-	0,54	0,37	-	0,30	-	0,24	0,49	-
Сумма	97,13	99,65	99,97	100,4	99,65	99,71	97,90	100,0	100,2	100,5	100,8	100,1	99,62	99,97

Примечание. 1-4 – эгирины и эгирин-авгиты рябиновского комплекса; 5-6 – эгирин-диопсиды сыннырского комплекса; 7-14 – эгирин-салиты ильмено-вишневогорского комплекса.

Учитывая волновую природу метасоматических процессов [138], образование фенитов связывают с проявлением ранней щелочной стадии в эволюции трансмагматических флюидов. Главной особенностью процесса железо-калиевого метасоматизма в контактовых ореолах рябиновского щелочного комплекса явилась десиликация исходных пород, обусловленная замещением в них кварца и плагиоклаза ортоклазом и пироксеном. Процесс фенитизации сопровождался интенсивным калиевым метасоматозом, что позволяет предполагать вынос кремнезема в виде растворимых силикатов щелочных элементов типа K_2SiO_3 и Na_2SiO_3 . Часть кремнезема реализовалась в самих фенитах при образовании ортоклаза, но значительная часть выносилась во внешние зоны ореолов фенитизации, о чем свидетельствует развитие среди кварц-полевошпатовых метасоматитов безрудных кварцевых жил.

В стадию кислотного выщелачивания эгирин в фенитах становится неустойчивым и замещается агрегатом кварца и гематита. На поздней щелочной стадии происходит образование жил и прожилков кварц-кальцит-баритового состава с вкрапленностью галенита. Для состава водных вытяжек из кварца барит-полиметаллически-кварцевых жил характерно низкое отношение концентраций ионов калия и натрия, высокое отношение содержаний ионов кальция и магния, присутствие в остаточных растворах сульфат-ионов (Таблица 2.5).

По уровню концентрации (деконцентрации) элементов в метасоматитах и по тенденциям их поведения выделены четыре группы элементов [172, 201]: 1) соконцентрирующиеся ($KK > 4$), 2) сопутствующие ($KK > 1,5$), 3) инертные ($KK > 0,9$), 4) деконцентрирующиеся ($KK < 0,9$). В соответствии с этой методикой для изучения геохимических особенностей фенитов рябиновского комплекса для них по данным спектральных анализов были рассчитаны средние содержания халькофильных, литофильных и сидерофильных элементов и определены их коэффициенты концентрации относительно содержания в исходных щелочных сиенитах (Таблица 2.6).

Геохимическая специализация апосиенитовых фенитов рябиновского щелочного комплекса смешанная сидеро-халькофильная. Апосиенитовые фениты

Таблица 2.5

Состав водных вытяжек (10^{-3} моль на 100 г образца) из кварца рудных жил в зонах фенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов рябиновского щелочного комплекса [242]

Жилы	Номера проб	Число проб	Компоненты									pH
			K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	K ⁺ /Na ⁺	
Галенит-барит-кварцевые жилы из фенитовой зоны	5506/1, 6506/2	2	0,10	0,16	0,28	0,04	0,07	0,19	0,14	0,35	0,63	7,78
Пирит-кварцевая жила из зоны серицит-микроклиновых метасоматитов	5501/1	1	0,03	0,02	0,12	0,07	-	0,14	0,12	-	1,50	7,5

Примечание. Анализы выполнены в ПГО «Казкварцсамоцветы». Руководитель Г. Н. Клюкин.

Таблица 2.6

Геохимическая характеристика ($10^{-3}\%$) пуласкитов и фенитов рябиновского щелочного комплекса

Элементы	Пуласкиты (N=37)			Фениты (N=38)			
	среднее	стандарт	коэффициент вариации, %	среднее	стандарт	коэффициент вариации, %	коэффициент концентрации
Халькофилы							
Cu	5,20	3,06	58,85	14,91	11,61	77,87	2,87
Zn	5,38	1,80	33,46	13,55	13,23	97,64	2,52
Pb	7,60	10,50	138,16	9,54	8,79	92,14	1,26
Ag	0,05	0,005	10,00	0,27	0,46	170,37	5,40
Литофилы							
Mo	0,13	0,11	84,62	0,25	0,19	76,00	1,92
Sn	0,65	0,77	118,46	0,90	0,97	107,78	1,38
Ba	198,38	149,30	75,26	92,75	98,47	106,17	0,47
Sr	67,30	87,81	130,48	22,88	19,84	86,71	0,34
Сидерофилы							
Mn	78,65	56,17	71,42	138,81	159,95	115,23	1,76
Ni	0,87	1,20	137,93	1,17	1,79	152,99	1,34
Co	0,68	0,44	64,71	0,77	0,92	119,48	1,13
V	30,19	28,06	92,94	51,55	52,96	102,74	1,71
Ti	321,89	192,97	59,95	280,41	254,11	90,62	0,87
Cr	3,18	1,78	55,97	12,38	47,27	381,83	3,89
(Pb× Zn)/ (Cu× Mo)	60,49			34,68			

Примечание. Спектральные анализы выполнены в химической лаборатории ПГО «Уралгеология» (руководитель Г. В. Вьюнова). В скобках приведено количество проб.

характеризуются в сравнении с эдуктами повышенной концентрацией хрома, серебра, меди, цинка, более высокой амплитудной изменчивостью содержаний этих компонентов, выраженной величиной коэффициентов их вариации (Таблица 2.6), а также высоким значением полиметаллического индекса $(Pb \times Zn) / (Cu \times Mo)$. В процессе фенитизации пуласкитов происходит вынос некоторых литофильных элементов (бария, стронция).

В Западно-Алданской провинции метасоматиты фенитовой формации широко распространены в южном обрамлении Маломурунского мезозойского щелочного массива среди докембрийских кварцитовидных песчаников и гранитогнейсов (Рисунок 1.8). При образовании пироксен-ортоклазовых фенитов по кварцитопесчаникам и гранитогнейсам происходит существенное изменение химического и минерального состава эдуктов, резко возрастает общая основность пород (Таблицы 2.1, 2.2). Химизм процессов фенитизации в экзоконтактовом ореоле мурунского комплекса характеризуется нарастающей десиликацией пород субстрата и увеличивающимся содержанием в них калия [23, 82]. С углублением процесса фенитизации во внутренних зонах образуются пироксен-ортоклазовые метасоматиты с плейчатой или линейной полосчатостью. Пироксен в фенитах представлен эгирин-диопсидом с переменным содержанием диопсидовой и ферросилитовой составляющих [31]. Ширина ореола фенитизации докембрийских пород составляет несколько километров.

В Северо-Прибайкальской провинции процессы фенитизации проявились в экзоконтактовом ореоле Сыннырского щелочного массива [81, 240]. Фенитизации подверглись как кислые по составу вмещающие алюмосиликатные породы (песчаники, алевролиты, биотитовые сланцы, граниты), так и породы основного состава (эффузивы, зеленокаменные сланцы). Мощность зон фенитизации незначительная в пределах первых метров. По кислым породам образовались лейкократовые фениты, установленные на юге, юго-западе, севере и северо-востоке контактовой зоны. По вулканогенным породам основного состава, развитым в юго-западном экзоконтакте Сыннырского массива, сформировались меланократовые фениты. Они отчетливо отличаются от лейкократовых фенитов по соотношению

содержаний темноцветных минералов (пироксена, амфибола, биотита) и калиевого полевого шпата, более низкой концентрацией кремнезема и повышенной общей основностью метасоматитов (Таблицы 2.1, 2.2). Пироксены из меланократовых фенитов сыннырского щелочного комплекса по химическому составу отвечают эгирин-диопсидам (Таблица 2.4). Для лейкократовых фенитов характерны аксессуарные минералы, обычные для гранитоидных пород: монацит, циркон, рутил, ильменит [240]. В них установлены значительно большие концентрации флюорита, бадделеита. А меланократовые фениты, напротив, содержат высокие концентрации апатита, сфена, граната. В зонах фенитизации отмечается также развитие рассеянной вкрапленной сульфидной минерализации, представленной пиритом, халькопиритом, галенитом. В лейкократовых фенитах пироксен иногда имеет зональное строение. Во внутренней зоне пироксен по составу соответствует диопсиду, а во внешней – эгирин-диопсиду. Пироксен окружен часто каймой щелочного амфибола.

В Уральской щелочной провинции метасоматиты фенитовой формации распространены в экзоконтактных ореолах ильмено-вишневогорского комплекса (Рисунок 1.14). Ширина ореолов контактово-реакционных фенитов в разных участках комплекса составляет от нескольких метров до нескольких сот метров [81, 154]. В контактовых зонах по лейкократовым кварцсодержащим вмещающим породам (гранитным мигматитам, гнейсам) образовались пироксеновые фениты, а по амфиболитам – амфиболовые, амфибол-биотитовые, амфибол-пироксеновые и более редкие пироксеновые фениты. Пироксены из фенитов ильмено-вишневогорского комплекса по химическому составу соответствуют эгирин-салитам (Таблица 2.4). При большой ширине экзоконтактных ореолов фениты с внешней стороны сопровождаются кварц-полевошпатовыми метасоматитами. При развитии фенитов по кислым породам в эндоконтактах Ильменогорского и Вишневогорского массивов сформировались биотитовые сиениты или миаскиты с пониженным содержанием нефелина, а при образовании апоамфиболитовых фенитов – амфиболовые сиениты [154]. Апогранитные фениты представлены мелко-среднезернистыми гнейсовидными породами, сложенными преимущественно по-

левыми шпатами, натровым пироксеном и амфиболом катофоритового ряда (Таблица 2.2). Во внешней зоне экзоконтактового ореола по гранитным мигматитам возникли специфические порфиробластовые кварц-полевошпатовые метасоматиты, сходные по химическому составу с эдуктом. При формировании пироксеновых фенитов по гнейсам происходит обеднение их кремнеземом, обогащение щелочами и глиноземом, увеличивается общая основность пород (Таблица 2.1). При преобразовании амфиболитов в эгирин-салитовые фениты отмечается привнос кремнезема, калия и натрия, вынос из зоны реакций железа, магния, кальция.

В Северо-Казахстанской щелочной провинции широкие поля фенитов образовались на контакте щелочных эффузивов (трахитовых порфиров) с интрузиями ишимского комплекса (Рисунок 1.18). По минералогическому составу фениты подразделяют на следующие разновидности: 1) пироксен-амфиболовые, 2) биотит-амфиболовые, 3) биотитовые гнейсовидные [187]. Фениты представлены неравномернозернистыми породами, часто с линзовидно-полосчатой текстурой и порфиробластовой структурой. Основная масса этих пород сложена агрегатом из калишпата, нефелина, пироксена (Таблица 2.2). Акцессорными минералами фенитов являются магнетит, апатит, циркон, сфен, рутил, флюорит, карбонат, пирит, гематит. В сравнении с исходными щелочными эффузивами фениты выделяются более низким содержанием кремнезема, более высокой концентрацией оксидов натрия и кальция (Таблицы 1.2, 2.1).

Химический состав фенитов, сформировавшихся в условиях проявления процессов железо-калиевого метасоматизма в контактовых зонах рассмотренных комплексов калиевых щелочных пород, коррелируется с составом замещаемых ими пород. Образовавшиеся по породам кислого состава (гранитам, гнейсам) фениты характеризуются более низкой концентрацией кремнезема в сравнении с эдуктами. А пироксен-полевошпатовые метасоматиты, возникшие по породам основного состава (базальтам, амфиболитам), наоборот, выделяются более высокой концентрацией кремнезема в сопоставлении с исходными породами. Характерной особенностью химического состава рассмотренных метасоматитов фенитовой формации является также более высокая концентрация в них Fe_2O_3 в сравнении с

содержанием FeO (Таблица 2.1), что обусловлено высоким окислительным потенциалом щелочных фенитизирующих растворов. По экспериментальным исследованиям физико-химических условий фенитизации диапазон температур устойчивости минералов фенитовой формации (микроклин-пертита, эгирин-авгита, арфведсонита) составляет 500-800 °С [106, 266], а рН флюида, равновесного с минеральными ассоциациями фенитов, – 7-10 [13, 231].

2.2. Формация серицит-микроклиновых метасоматитов

Постмагматические метасоматические процессы микроклинизации и серицитизации проявились во всех рассмотренных автором провинциях калиевых щелочных пород (Таблица 1.1). Сформировавшиеся в результате этих процессов серицит-микроклиновые метасоматиты образовали в пределах щелочных массивов штокообразные тела площадью от сотых долей кв. километров до десятков кв. километров (Рисунки 1.2-1.26). Серицит-микроклиновые метасоматиты по особенностям вещественного состава и условиям образования отнесены нами к самостоятельной метасоматической формации [48, 65, 81, 243].

В Центрально-Алданской провинции серицит-микроклиновые метасоматиты локализованы в центрах магматизма внутри щелочных вулканоплутонических комплексов (рябиновского, якокутского, ыллымахского, томмотского, мрачного, джеккондинского) (Рисунок 2.3). В рябиновском щелочном комплексе процессы микроклинизации и серицитизации широко проявились в конце второй интрузивной фазы ($J_3 - K_1$). Эти процессы, реализующиеся в условиях высокой активности в гидротермальных растворах ионов калия и водорода, отнесены к водородно-калиевому типу метасоматизма [65, 81, 242]. Серицит-микроклиновые метасоматиты в пределах комплекса сформировали тела площадью до нескольких кв. километров (участки Рябиновый, Рябчик). В Рябиновом массиве микроклинизированные и серицитизированные сиениты были прослежены картировочной скважиной 122 на глубину 900 м до горизонта +150 м [272].

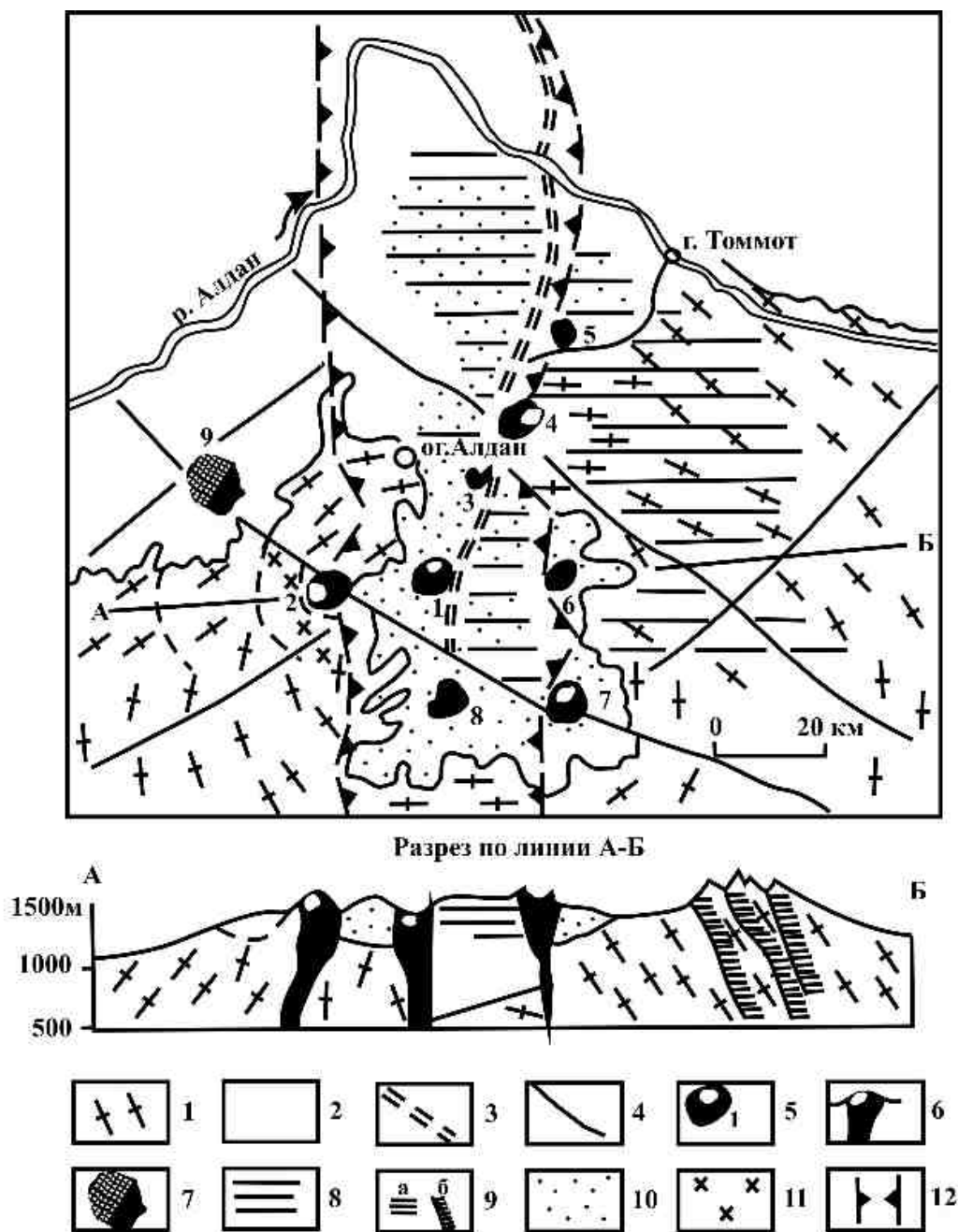


Рис. 2.3. Распространение мезозойских золоторудных метасоматических формаций в структуре Центрально-Алданского района [247], с дополнениями автора:

1 – архейский фундамент (гранито-гнейсы); 2 – платформенный чехол (вендские, нижнекембрийские карбонатные породы и юрские терригенные отложения); 3 – Якокутский глубинный разлом; 4 – региональные разломы; 5 – щелочные многофазные вулканоплутоны – центры мезозойского магматизма (1 – Якокутский, 2 – Томмотский, 3 – Стрелка, 4 – Рябиновый, 5 – Енне, 6 – Джекондинский, 7 – Ыллымахский, 8 – Юхтинский), белое поле – ареал формации серицит-микроклиновых метасоматитов с месторождениями и проявлениями золото-порфировых руд; б – то же на разрезе; 7 – Инаглинский массив платиноносных дунитов с полукольцом (черные) щелочных габброидов и сиенитов; 8 – ареал гумбеитовой формации; 9 – то же на разрезе (а – в платформенном чехле, б – в разломах фундамента); 10 – ареал джаспероидной формации; 11 – ареал аргиллизитовой формации; 12 – границы Якокутской рифтовой зоны

В рябиновском комплексе процессы микроклинизации и серицитизации наиболее сильно развиты в лейкократовых средне-, крупно- и гигантозернистых щелочных сиенитах (пуласкитах, сиенит-пегматитах, псевдолейцитовых сиенит-порфирах). В центральной части комплекса на участке Рябчик эти процессы затронули также вулканогенные породы (щелочные трахиты). Связь процессов водородно-калиевого метасоматизма с поздними крупнозернистыми щелочными породами комплекса, по-видимому, не является случайной. Очевидно, потоки гидротермальных растворов наследовали пути движения поздних магматических дериватов глубинного очага. Существенным является и то, что крупнозернистые разновидности щелочных сиенитов относятся по физическим свойствам (общей и эффективной пористости) к наиболее проницаемым для потоков флюидов (Таблица 2.7), а по физическому состоянию (крупно- и гигантозернистые структуры) являются наименее устойчивыми к метасоматическому замещению в условиях повышенного давления воды.

Таблица 2.7

Плотностные свойства главных типов эффузивных и интрузивных пород
Рябинового массива и вмещающих архейских гранитов

Порода	Кол-во проб	Плотность, г/см ³		Пористость, %		
		объемная	минералогическая	общая	открытая	эффективная
Гранит	1	2,58	2,66	3,0	2,0	0,8
Трахиты, псевдолейцитовые порфиры	5	2,52	2,66	5,44	3,3	0,56
Щелочные габброиды	2	2,83	2,92	3,40	1,6	0,5
Нефелиновый сиенит	1	2,59	2,70	4,10	3,0	0,7
Пуласкиты и порфиرو-видные сиениты	4	2,57	2,71	5,28	3,73	1,25

В эволюции процессов водородно-калиевого метасоматизма отчетливо выделяют три последовательные стадии, соответствующие ранней щелочной, кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадиям [138]. Такая стадийность метасоматических процессов подтверждается геологическими данными, а также результатами экспериментальных исследований [139, 161, 170], свидетельствующими о фазовой неоднородности постмагматических гидротермальных систем, в

которых при понижении температуры ниже критической флюиды распадаются на две несмешивающиеся полярную (вода с растворенными в ней щелочными металлами) и неполярную (водород и кислотные компоненты) жидкости, что приводит к смене кислотного режима минералообразования на щелочной режим, возникновению дополнительной солевой фазы и последующему рудоотложению. Формирование серицит-микроклиновых метасоматитов в эти стадии сопровождалось изменением минерального и химического составов, текстуры и структуры исходных щелочных пород. Эти процессы могут быть охарактеризованы с помощью объемно-энергетического метода [121], в котором оценивается изменение внутренней и поверхностной энергий при образовании метасоматических пород. Для исследования текстуры и структуры щелочных сиенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов проводился гранулометрический анализ пород в шлифах по известным методикам [101, 173]. В энергетическом отношении структура исходных и гидротермально измененных сиенитов характеризовалась величиной поверхностной энергии пород, которая зависит от среднего размера зерен в минеральном агрегате и удельной поверхностной энергии минералов [47, 151]. Текстуры этих пород оценивались с помощью энергии порообразования, величина которой определялась в зависимости от поверхностной энергии и общей пористости пород [47, 203].

Ранняя щелочная стадия характеризовалась высокой активностью ионов калия в гидротермальных растворах. Она проявилась в псевдоморфном развитии в щелочных сиенитах рябиновского комплекса нерешетчатого микроклина-1 по первичному ортоклазу и биотита по фемическим минералам (авгиту и эгирин-авгиту). Микроклиниты-1 обладают средне- и крупнозернистой структурой, весьма неоднородной по размеру зерен, судя по значениям величины «относительной энтропии» (Рисунок 2.4), рассчитанной в работе [56]. В связи с псевдоморфным характером микроклинизации щелочных сиенитов рябиновского комплекса в раннюю щелочную стадию изменения значений поверхностной энергии и энергии порообразования в этом процессе практически не происходит (Рисунок 2.5).

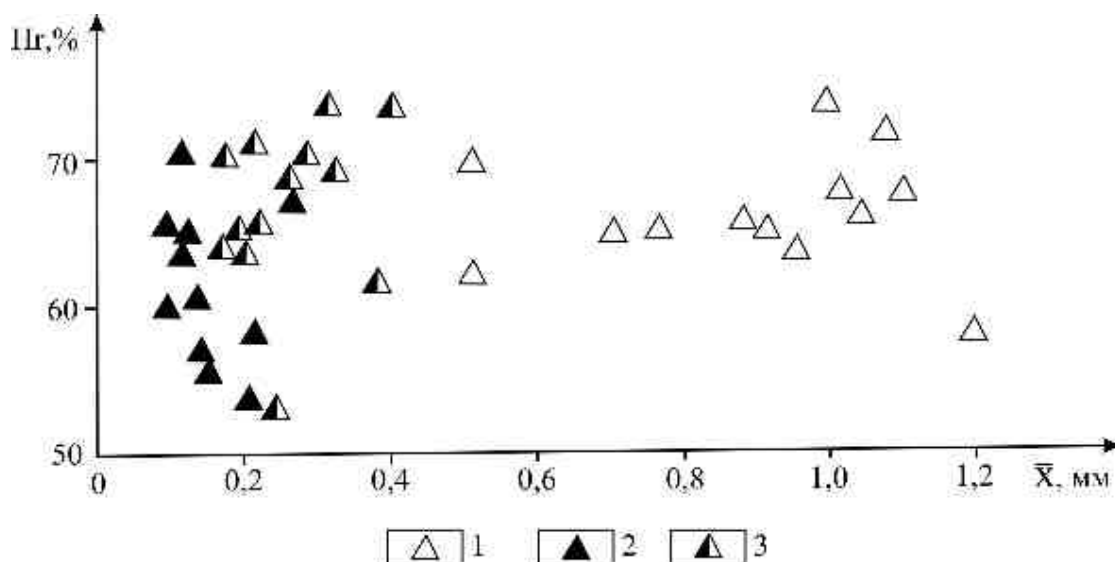


Рис. 2.4. Диаграмма зависимости между средним размером зерен микроклина и относительной энтропией в метасоматитах Рябинового массива:
 1 – микроклин-1 из серицитизированных микроклинитов; 2 – микроклин-2 из поздних микроклинитов; 3 – микроклин-3 из кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов

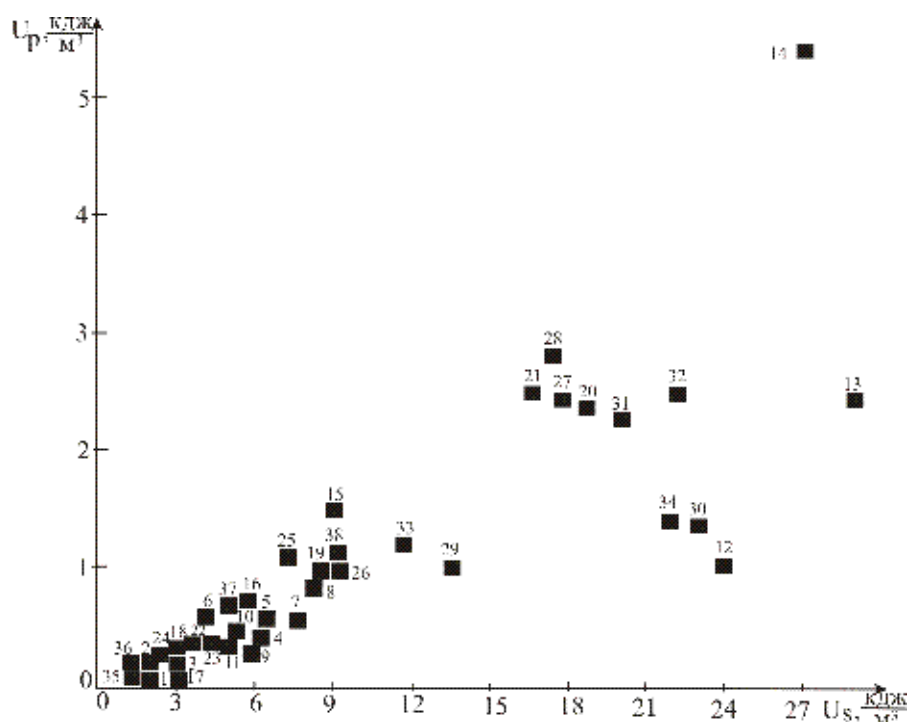


Рис. 2.5. Диаграмма зависимости между поверхностной энергией (U_s) и энергией порообразования (U_p) пород при формировании по щелочным сиенитам серицит-микроклиновых метасоматитов Центрально-Алданской провинции:
 1-16 – рябиновский комплекс (1 – пуласкит, 2-3 – микроклиниты-1, 4-11 – серицитизированные микроклиниты, 12-14 – серицитолиты, 15-16 – микроклиниты-2); 17-21 – якутский комплекс (17 – пуласкит, 18 – микроклинит-1, 19 – серицитизированный микроклинит, 20 – серицитолит, 21 – микроклинит-2); 22-34 – ыллымахский комплекс (22 – щелочной сиенит, 23-24 – микроклиниты-1, 25-26 – серицитизированные микроклиниты, 27-32 – серицитолиты, 33-34 – микроклиниты-2); 35-38 – томмотский комплекс (35 – щелочной сиенит, 36 – микроклинит-1, 37 – серицитизированный микроклинит, 38 – микроклинит-2)

Структурное состояние микроклина-1 определяется коэффициентами моноклинности и триклинности [11], состав его колеблется от промежуточного до максимального микроклина (Рисунок 2.2). Температура триклинно-моноклинного перехода щелочных полевых шпатов по экспериментальным данным составляет 550-400 °С [230]. Величина общего давления в системе в связи с псевдоморфным характером метасоматического замещения соответствовала минимальному литостатическому давлению магматической стадии – 100-150 МПа [122]. Показатели преломления микроклина-1: $n_g = 1,522$, $n_p = 1,514-1,516$, ортоклаза: $n_g = 1,523-1,524$, $n_p = 1,517-1,518$. Микроклинизация протекала без изменения первичной структуры и текстуры сиенитов. Часто она сопровождалась насыщением микроклина-1 мельчайшими включениями, обуславливающими дисперсионный эффект розовой окраски. Первоначально включения концентрировались вдоль трещин в зернах микроклина-1, но затем «пелитизация» распространилась в участках интенсивных изменений на весь объем породы (Рисунок 2.6). Характерная розовая до красной окраска хорошо выделяет микроклиниты-1 среди всех других изверженных и метасоматических пород рябиновского комплекса.

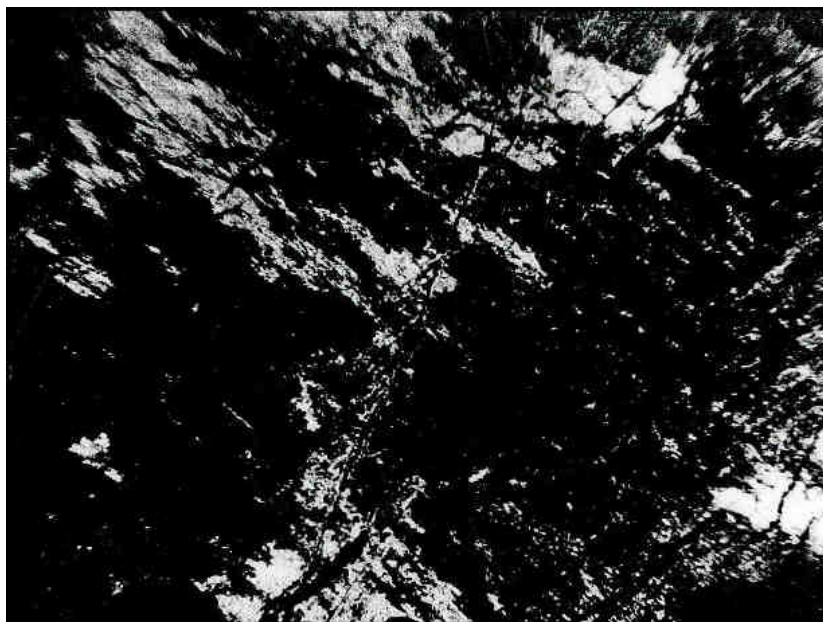


Рис. 2.6. Интенсивно «пелитизированный» участок (темно-серое) в монокристалле микроклина-1 (Шл. С-6/188, ник II, ув. 50)

Наличие розового цвета у калиевых полевых шпатов Д. С. Коржинский объяснял насыщением их газовой-жидкими включениями [136]. Ч. Мейер и Д. Хемли считали, что калиевый полевой шпат в метасоматических породах меднопорфировых месторождений становится ярко-красным за счет включений гематита, образовавшихся в результате распада твердого раствора железа в полевоом шпате [165].

Данные химического состава калиевых полевых шпатов из серицит-микроклиновых метасоматитов (Таблица 2.8) свидетельствуют о возможности образования розовых микроклинов как за счет насыщения газовой-жидкими включениями, так и за счет включений гематита. Микроклин-1 из метасоматитов рябиновского комплекса отличается по составу от первичного ортоклаза щелочных сиенитов более высоким содержанием оксида калия, более низкой концентрацией оксида натрия.

Картирование серицит-микроклиновых метасоматитов в масштабе 1:5000, проведенное с учетом методических рекомендаций [41, 120, 155, 172, 192, 202] на площади Рябинового массива, позволило установить в его пределах зоны, различающиеся по степени микроклинизации и серицитизации исходных щелочных сиенитов [48]. Метасоматическая зональность в раннюю щелочную стадию выражена в преобладающем площадном развитии в пределах Рябинового месторождения золота сильно микроклинизированных розовых сиенитов (степень микроклинизации >60 %), среди которых в центральной части и на флангах распространены меньшие по размерам зоны средне и слабо микроклинизированных сиенитов (степень микроклинизации соответственно составляет 30-60 % и <30 %) [48].

Завершило раннещелочную стадию отложение слабозолотоносных сульфидов: пирита кубической формы и более редких халькопирита и борнита в количестве от 2 до 5 %. Химический состав и основность серицит-микроклиновых метасоматитов в колонках по щелочным сиенитам (пуласкитам, сиенит-пегматитам, псевдолейцитовым сиенит-порфирам) рябиновского комплекса иллюстрирует таблица 2.9.

Таблица 2.8

Химический состав (масс. %) калиевых полевых шпатов из исходных щелочных пород
и серицит-микроклиновых метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	62,06	63,80	62,56	61,68	61,80	62,53	62,44	61,05	63,50	63,22	63,09	61,96
TiO ₂	0,18	0,01	0,04	0,06	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-
Al ₂ O ₃	17,52	18,52	18,74	19,06	19,51	18,83	18,22	20,36	19,19	20,13	18,43	19,98
Fe ₂ O ₃	1,16	0,42	0,34	0,43	0,83	1,12	2,26	0,17	0,79	-	0,18	-
FeO	0,57	0,09	0,26	0,04	0,13	0,08	0,04	0,09	0,04	0,05	0,11	0,10
MnO	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	-	-	-
MgO	0,01	0,48	0,01	0,23	0,07	0,01	0,01	0,10	0,07	-	-	-
CaO	1,68	0,45	0,44	0,44	0,33	0,56	0,44	0,56	0,44	0,39	0,42	0,90
Na ₂ O	2,52	1,54	0,52	0,48	0,48	0,74	0,64	0,36	0,32	2,57	1,55	1,95
K ₂ O	12,40	13,80	15,60	16,00	15,00	15,40	14,80	15,70	15,60	13,09	14,66	14,21
H ₂ O	1,13	0,61	0,86	0,96	1,24	0,52	1,19	1,40	0,50	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,32	99,71	99,37	99,38	99,42	99,78	99,90	99,79	100,49	99,46	98,45	99,11

Окончание таблицы 2.8

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	62,77	63,90	63,20	63,74	63,90	59,46	62,80	58,60	62,60	61,20	62,56	64,44
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	-	-
Al ₂ O ₃	19,07	19,60	20,40	19,80	20,09	21,85	21,20	24,80	20,80	21,96	22,06	19,40
Fe ₂ O ₃	0,29	0,15	0,26	0,80	0,13	0,10	0,27	0,36	0,30	0,24	-	-
FeO	0,03	-	-	-	-	0,22	-	-	-	-	0,28	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	0,30	-	-	-	-	-	0,18	-
CaO	-	0,30	0,21	0,19	0,01	1,26	0,79	0,55	0,50	0,42	0,76	-
Na ₂ O	1,23	6,93	5,90	3,00	3,63	2,16	2,88	1,20	1,26	0,71	6,25	2,40
K ₂ O	14,05	7,50	10,20	12,10	11,60	13,95	11,10	12,40	12,34	15,10	7,69	13,20
H ₂ O	0,05	0,80	1,20	1,27	1,54	0,80	0,39	1,20	1,30	0,27	0,45	0,99
Сумма	97,49	99,18	101,37	100,90	101,20	99,80	99,43	99,11	99,10	99,99	100,23	100,43

Примечание. 1-9 – рябиновский комплекс (1 – ортоклаз из пуласкита, 2 – ортоклаз из сиенит-пегматита, 3-5 – микроклин-1 из микроклинизированного и серицитизированного пуласкита, 6-7 – микроклин-1 из микроклинизированного сиенит-пегматита, 8-9 – микроклин-2 из позднего микроклинита) [46]; 10-13 – красномайский комплекс (10-11 – ортоклаз из нефелиновых сиенитов, 12-13 – микроклин из либнеритовых сиенитов) [188]; 14-22 – ишимский комплекс (14-16 – ортоклаз из нефелиновых сиенитов, 17 – ортоклаз из щелочных сиенитов, 18 – ортоклаз из сиенит-пегматитов, 19-22 – микроклин из либнеритовых сиенитов) [188]; 23-24 – борсуксайский комплекс (23 – ортоклаз из нефелиновых сиенитов, 24 – микроклин из либнеритовых сиенитов) [188]

Таблица 2.9

Химический состав (масс.%) исходных пород и серицит-микрклиновых метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	60,18	57,32	60,42	59,50	56,92	54,28	52,90	59,68	64,08	61,60	58,50	54,60	52,40
TiO ₂	0,44	0,24	0,55	0,26	0,21	0,09	0,02	0,19	-	0,19	0,03	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	18,30	19,47	18,44	20,26	24,08	26,76	28,84	21,63	18,52	20,25	24,84	28,00	29,59
Fe ₂ O ₃	3,46	1,05	4,12	2,20	1,38	1,81	0,71	1,77	0,10	1,20	0,59	0,72	0,73
FeO	0,85	1,20	0,25	1,53	0,28	0,21	0,11	0,29	0,61	0,65	0,09	0,10	0,11
MnO	0,12	0,05	0,06	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,02	0,04
MgO	0,16	1,27	0,13	0,06	0,07	0,20	0,07	0,25	0,26	0,09	0,16	0,23	0,08
CaO	0,41	0,76	0,10	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,36	0,22	0,20	0,25	0,19
Na ₂ O	1,75	0,50	0,76	0,44	0,36	0,30	0,22	0,49	1,86	0,48	0,29	0,27	0,20
K ₂ O	12,40	14,84	13,89	13,34	13,82	13,13	13,41	13,74	12,72	13,97	13,48	12,48	13,24
P ₂ O ₅	0,07	-	0,07	0,03	0,02	-	0,02	-	0,01	0,01	-	-	0,01
H ₂ O	0,94	0,36	0,82	2,03	2,66	3,03	2,75	1,15	0,29	0,80	1,52	2,50	2,95
CO ₂	0,10	0,30	0,05	0,20	0,10	0,20	0,09	0,19	0,56	0,19	0,20	0,20	0,10
Сумма	99,18	97,36	99,66	100,16	99,52	99,77	99,34	99,58	99,37	99,47	99,91	99,41	99,68
Основность, кДж	10,1	17,8	13,9	13,2	14,1	12,7	13,3	15,9	10,1	13,9	13,8	12,2	13,2

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	60,34	61,28	60,80	61,80	61,00	59,99	60,24	58,56	56,79	59,68	63,54	61,22	58,34
TiO ₂	0,12	0,45	0,64	1,00	0,33	0,40	0,20	0,25	0,35	0,19	0,04	0,13	0,52
Al ₂ O ₃	21,42	16,80	15,70	16,25	15,65	19,78	18,97	20,79	23,62	21,63	18,82	19,13	21,00
Fe ₂ O ₃	1,39	3,45	3,96	3,58	4,33	1,76	3,63	2,86	2,05	1,77	0,50	1,00	3,45
FeO	0,26	0,76	0,67	0,87	0,69	1,01	0,37	0,44	0,29	0,29	0,22	0,59	0,72
MnO	0,01	0,05	0,02	0,03	0,09	0,08	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
MgO	0,05	0,90	0,40	0,40	0,40	0,33	0,20	0,34	0,23	0,25	0,17	0,31	0,08
CaO	0,20	2,00	0,40	0,40	0,60	2,59	0,34	0,27	0,10	0,10	0,27	0,20	0,45
Na ₂ O	0,39	2,68	2,82	1,15	0,50	4,55	2,56	0,82	0,39	0,49	1,76	0,92	0,09
K ₂ O	14,22	10,23	14,00	13,04	13,68	7,25	11,56	12,62	12,82	13,74	13,42	13,86	13,00
P ₂ O ₅	-	0,41	0,03	0,01	0,04	0,07	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,85	0,45	-	0,65	0,19	1,35	1,02	1,91	2,39	1,00	0,38	1,86	1,99
CO ₂	0,10	0,20	0,05	0,05	0,38	-	0,20	0,20	0,20	0,15	0,20	0,20	0,30
Сумма	99,40	99,66	99,49	99,23	97,88	99,17	99,38	99,08	99,24	99,30	99,33	99,43	100,0
ОСНОВНОСТЬ, кДЖ	14,2	9,9	18,2	12,2	13,8	10,0	15,0	13,2	11,9	13,9	10,7	15,2	12,6

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	57,46	60,66	52,02	52,10	57,08	47,57	51,67	52,16	58,52	60,24	58,70	57,11	55,84
TiO ₂	0,11	0,15	0,70	0,60	0,58	0,68	1,08	0,77	0,57	0,63	0,49	0,49	0,53
Al ₂ O ₃	24,43	19,78	12,73	15,86	21,79	10,76	16,03	12,94	17,06	18,72	18,89	20,67	23,77
Fe ₂ O ₃	0,90	1,79	5,36	4,32	4,03	4,50	3,67	4,09	3,80	3,17	3,81	6,19	4,33
FeO	0,44	0,37	3,66	1,14	0,29	5,39	4,31	4,94	0,57	0,40	0,13	0,80	0,31
MnO	0,02	0,01	0,19	0,14	0,04	0,16	0,21	0,16	0,15	0,01	0,01	0,01	0,04
MgO	0,43	0,37	5,02	2,37	0,17	8,50	2,41	6,40	0,61	0,23	0,10	0,46	0,06
CaO	0,10	0,46	7,37	3,90	0,10	8,11	3,50	3,58	2,22	0,18	0,10	0,34	0,67
Na ₂ O	0,63	0,82	2,60	0,66	0,53	1,61	0,81	1,37	4,31	0,62	0,93	0,86	0,56
K ₂ O	12,90	13,70	6,74	12,10	13,10	8,80	12,66	10,60	9,65	14,00	14,13	10,04	10,68
P ₂ O ₅	-	-	0,77	-	0,05	0,53	0,41	1,04	0,11	0,07	0,05	0,18	0,12
H ₂ O	1,77	0,84	1,15	2,13	1,16	0,18	2,71	1,44	2,14	1,30	1,15	1,58	1,66
CO ₂	0,20	0,20	1,07	4,00	0,32	2,98	-	-	0,16	0,10	0,09	0,10	-
Сумма	99,39	98,95	99,38	99,32	99,24	100,4	99,58	99,71	99,87	99,67	98,58	98,83	98,57
Основность, кДж	12,6	14,3	12,4	15,9	13,3	15,9	18,2	17,7	11,3	16,0	14,6	10,7	11,4

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	52,20	52,81	56,70	60,16	60,08	58,96	54,33	51,96	59,88	55,80	53,24	55,26	58,60
TiO ₂	0,28	0,34	0,32	0,46	0,66	0,28	0,35	0,15	0,87	0,76	0,70	0,40	0,60
Al ₂ O ₃	28,00	28,90	19,77	17,69	19,07	23,47	26,40	29,86	18,47	19,34	19,43	21,85	21,80
Fe ₂ O ₃	2,70	1,91	5,50	2,56	1,85	1,66	1,75	2,12	3,18	5,01	2,44	5,63	1,19
FeO	0,27	0,54	0,54	1,11	0,64	0,22	0,30	0,29	0,22	0,60	4,45	0,31	0,22
MnO	0,04	0,02	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	0,17	0,20	0,06	0,02
MgO	0,32	0,56	0,84	0,42	0,27	0,40	0,16	0,26	0,31	0,72	1,62	0,29	0,26
CaO	0,09	0,22	0,36	1,36	0,13	0,34	0,10	0,45	0,78	1,56	2,69	0,56	1,78
Na ₂ O	0,33	0,36	0,83	4,64	1,17	0,50	0,53	0,38	0,77	6,95	2,31	0,62	3,06
K ₂ O	13,26	9,93	14,60	9,25	14,29	11,19	13,75	10,25	13,30	8,40	11,02	13,90	10,40
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,05	0,06	0,15	0,07	0,04	0,05	0,07	0,01	0,01	-	0,04
H ₂ O	2,69	2,76	1,16	1,00	0,92	1,39	2,43	2,77	0,14	0,53	1,69	1,52	0,48
CO ₂	0,09	0,22	-	0,10	0,09	-	0,09	-	0,75	-	-	-	1,48
Сумма	100,3	98,59	100,6	98,00	99,33	98,49	100,2	98,57	98,82	99,85	99,80	100,4	99,93
ОСНОВНОСТЬ, кДж	13,2	10,3	15,7	10,7	17,3	11,7	13,5	10,8	13,8	13,6	17,9	14,8	6,7

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
SiO ₂	62,16	54,30	59,10	55,11	53,23	48,87	50,62	67,85	63,60	62,41	55,00	52,25	49,50
TiO ₂	0,08	0,10	0,14	0,87	0,87	0,81	0,85	0,25	0,21	0,05	0,18	0,67	0,64
Al ₂ O ₃	19,27	23,60	20,50	14,66	16,32	13,30	12,43	14,14	16,95	21,82	19,75	14,61	17,18
Fe ₂ O ₃	0,06	2,63	2,16	4,34	3,16	5,74	5,06	2,28	1,77	0,63	3,28	4,35	2,35
FeO	1,14	0,11	0,16	5,64	5,55	5,65	5,92	0,48	1,33	0,90	1,33	4,76	5,03
MnO	0,10	0,02	0,02	0,16	0,12	0,12	0,15	0,08	0,05	0,01	0,08	0,20	0,08
MgO	0,01	0,11	0,21	3,49	3,18	5,98	6,60	0,75	0,50	0,22	1,51	5,56	3,99
CaO	0,56	1,62	1,14	3,97	4,42	9,05	7,88	2,50	1,02	0,01	2,47	5,70	5,36
Na ₂ O	0,82	0,39	0,10	4,05	3,96	3,76	1,73	4,01	0,42	1,45	0,59	3,07	3,47
K ₂ O	15,75	15,70	14,10	5,62	7,00	3,93	7,76	6,55	11,60	11,35	11,88	7,04	7,68
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,03	0,26	0,30	0,68	0,68	0,01	0,05	0,01	0,04	0,53	0,48
H ₂ O	0,63	1,10	2,20	0,40	1,11	0,14	0,89	1,28	0,12	1,39	1,22	1,28	3,29
CO ₂	0,03	1,38	0,37	-	-	-	-	0,01	1,02	0,10	3,00	-	-
Сумма	100,7	101,0	100,2	98,57	99,22	98,03	100,5	100,1	98,64	100,3	100,3	100,0	99,05
ОСНОВНОСТЬ, кДЖ	17,5	15,7	15,0	11,0	16,4	14,0	18,2	7,2	12,5	12,3	13,8	17,1	17,6

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
SiO ₂	49,52	55,30	56,91	59,59	63,98	55,78	55,74	54,90	57,52	55,06	61,39	57,50	53,12
TiO ₂	0,56	0,59	0,25	0,13	0,09	0,22	0,87	0,45	0,12	0,45	0,23	0,23	0,22
Al ₂ O ₃	16,72	16,62	17,76	18,53	18,10	25,20	22,00	21,31	23,44	22,06	19,43	24,50	22,39
Fe ₂ O ₃	2,13	5,43	1,94	2,51	0,75	1,74	0,69	0,52	0,55	2,17	2,03	1,15	0,82
FeO	5,21	2,00	2,55	1,35	0,02	-	2,22	1,58	0,48	1,65	1,09	0,01	1,11
MnO	0,28	0,16	0,09	0,08	0,88	0,04	0,03	0,05	0,02	0,05	-	0,03	0,11
MgO	3,88	0,42	1,13	0,52	0,14	0,22	0,39	0,32	0,27	0,54	0,36	0,33	0,25
CaO	5,84	4,83	2,08	0,98	0,27	0,49	0,87	1,33	0,61	0,71	0,36	0,80	1,40
Na ₂ O	3,42	0,87	1,35	5,98	1,75	0,40	3,40	1,05	0,10	4,15	1,60	0,10	6,82
K ₂ O	8,14	12,56	14,70	8,93	13,60	14,24	13,32	17,80	14,54	11,15	12,41	14,00	7,58
P ₂ O ₅	0,48	0,12	0,01	0,22	0,12	0,10	0,07	0,07	-	0,13	0,18	0,09	0,04
H ₂ O	3,35	0,61	1,22	1,23	0,02	1,87	0,58	0,56	1,65	0,88	0,80	1,41	5,36
CO ₂	-	-	-	-	0,26	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,53	99,51	100,4	100,0	100,0	100,3	100,1	99,94	99,30	99,00	99,88	100,1	99,22
Основность, кДж	18,3	12,5	19,3	12,1	16,0	15,0	14,4	22,1	15,0	13,2	14,8	14,5	12,7

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
SiO ₂	58,84	56,89	59,07	60,56	59,16	59,74	56,01	57,00	45,10	47,72	45,20	59,01	59,51
TiO ₂	0,04	0,15	0,64	0,19	0,31	0,51	0,52	0,50	2,34	2,55	2,47	0,44	0,10
Al ₂ O ₃	20,80	17,86	20,03	22,69	24,69	21,18	20,27	20,76	16,83	17,71	17,06	15,86	19,83
Fe ₂ O ₃	0,71	1,12	2,31	1,54	1,52	1,52	3,61	1,45	5,62	6,40	10,80	3,30	0,48
FeO	1,14	2,86	2,17	0,30	0,87	1,30	0,20	2,30	2,19	1,74	1,33	1,94	0,54
MnO	0,06	0,04	0,15	0,08	0,11	0,17	0,27	-	0,23	0,14	0,08	0,14	0,01
MgO	0,04	2,07	1,21	-	0,26	0,79	1,18	1,23	4,24	3,62	3,32	0,64	0,30
CaO	1,58	3,89	1,44	0,39	0,16	0,46	3,59	3,00	4,91	3,04	2,69	4,66	0,75
Na ₂ O	4,88	0,73	5,35	3,42	4,65	4,70	3,45	3,59	0,87	0,75	0,47	2,30	3,02
K ₂ O	8,94	12,65	6,99	7,60	7,65	7,19	9,20	8,78	8,18	8,30	9,49	7,70	13,98
P ₂ O ₅	-	0,05	-	-	0,07	0,19	-	-	0,33	0,38	0,35	0,40	0,23
H ₂ O	2,05	0,59	1,58	1,24	1,24	1,49	1,28	1,40	2,86	3,28	2,92	0,21	1,44
CO ₂	-	0,11	-	-	-	0,06	-	-	5,57	3,62	3,24	1,65	0,46
Сумма	99,08	99,70	100,9	98,01	100,6	99,30	100,3	100,3	99,27	99,25	99,41	99,90	100,6
ОСНОВНОСТЬ, кДж	16,3	17,0	10,5	11,2	13,0	9,3	15,7	15,3	12,9	11,4	12,1	8,7	18,6

Продолжение таблицы 2.9

Компоненты	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103
SiO ₂	54,12	53,18	58,06	55,40	62,43	52,45	56,64	54,00	48,50	60,55	59,94	54,24
TiO ₂	0,38	0,40	0,30	0,28	0,10	0,24	0,25	0,84	0,22	0,40	0,31	0,49
Al ₂ O ₃	19,61	19,98	22,25	19,92	18,66	22,04	24,33	22,26	32,02	18,03	19,12	22,29
Fe ₂ O ₃	2,16	1,99	2,12	2,57	1,28	1,80	2,75	1,50	1,23	2,18	2,63	1,06
FeO	1,83	1,44	0,43	1,50	0,40	1,83	0,54	2,96	1,98	2,18	2,88	2,49
MnO	0,10	0,17	0,01	0,17	0,02	0,24	0,03	0,14	0,07	0,22	0,14	0,31
MgO	1,72	0,73	0,49	0,29	0,10	0,11	-	0,67	0,32	0,36	0,21	0,49
CaO	3,35	2,52	0,43	1,85	0,49	1,62	0,13	2,32	0,54	2,80	1,90	2,85
Na ₂ O	2,68	5,68	2,02	5,76	1,82	8,26	3,94	3,02	0,91	5,60	3,50	5,25
K ₂ O	10,78	10,43	13,06	10,37	12,80	8,60	8,58	12,20	12,00	5,80	6,17	7,75
P ₂ O ₅	0,24	0,07	0,26	0,04	0,14	0,04	0,05	0,10	0,18	-	0,02	-
H ₂ O	-	2,32	2,17	1,60	1,23	2,45	2,65	0,12	1,23	0,10	0,80	1,49
CO ₂	1,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	98,53	98,91	101,6	99,75	99,47	99,68	99,89	100,1	99,20	98,32	97,62	99,31
ОСНОВНОСТЬ, кДж	16,9	15,2	15,2	14,4	15,2	15,9	12,9	14,4	15,4	10,0	11,1	12,8

Окончание таблицы 2.9

Компоненты	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115
SiO ₂	53,67	54,25	53,48	61,25	63,64	61,17	63,61	61,40	52,23	56,15	65,49	60,22
TiO ₂	0,44	0,44	0,75	0,13	0,31	0,28	0,49	0,35	0,43	0,62	0,37	0,44
Al ₂ O ₃	21,08	21,47	20,09	21,80	20,07	16,63	14,85	16,30	10,86	19,23	15,31	15,85
Fe ₂ O ₃	1,67	0,80	3,20	2,01	1,29	2,88	2,77	1,31	7,49	2,76	1,71	3,31
FeO	1,21	1,22	1,60	0,27	0,20	-	0,76	0,90	3,98	1,91	0,74	0,84
MnO	0,23	0,12	0,01	0,07	0,01	0,20	0,04	0,16	0,55	0,24	0,22	0,09
MgO	0,34	0,48	1,42	0,45	0,05	0,43	0,10	0,53	4,34	0,69	0,71	0,43
CaO	2,60	2,44	3,20	0,42	0,37	1,11	1,53	1,67	10,52	3,59	1,74	1,13
Na ₂ O	4,08	4,44	5,00	2,96	5,57	2,61	0,72	1,30	2,02	4,72	2,20	1,72
K ₂ O	9,39	10,51	7,40	8,30	6,44	11,20	11,55	12,62	5,11	5,40	10,02	10,13
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,04	0,10	0,17	0,11	1,19	0,22	0,10	0,11
H ₂ O	4,75	3,39	4,31	1,02	1,16	0,38	0,60	0,47	0,53	0,92	0,61	0,49
CO ₂	-	-	-	-	0,10	2,80	1,10	2,66	0,46	1,46	1,02	1,37
Сумма	99,47	99,56	100,4	98,68	99,25	99,79	98,29	99,78	99,71	97,91	100,2	96,13
ОСНОВНОСТЬ, кДЖ	15,6	17,4	11,8	11,5	8,4	13,3	11,5	13,7	11,7	9,4	12,0	11,8

Примечание. 1-66 – Центрально-Алданская провинция: 1-18 – рябиновский комплекс (1 – пуласкит, 2 – апопуласкитовый микроклинит-1, 3 – слабо серицитизированный микроклинит, 4 – средне серицитизированный микроклинит, 5 – сильно серицитизированный микроклинит, 6-7 – серицитолиты, 8 – микроклинит-2; 9 – сиенит-пегматит, 10 – микроклинит-1 по сиенит-пегматиту, 11 – серицитизированный микроклинит; 12-13 – серицитолиты, 14 – микроклинит-2; 15 – псевдолейцитовый сиенит-порфир, 16 – микроклинит-1 по псевдолейцитовому сиенит-порфиру, 17 – серицитизированный микроклинит, 18 – микроклинит-2) [65, 81]; 19-34 – якутский комплекс (19 – пуласкит, 20 – апопуласкитовый микроклинит-1, 21 – серицитизированный микроклинит, 22 – серицитолит, 23 – микроклинит-2; 24 – пегматоидный сиенит, 25 – микроклинит-1 по пегматоидному сиениту, 26 – серицитизированный микроклинит, 27 – серицитолит, 28 – микроклинит-2; 29 – псевдолейцитовый порфир, 30 – микроклинитизированный псевдолейцитовый порфир, 31 – эпилейцитовый порфир; 32 – псевдолейцитовый базальт, 33 – микроклинитизированный и биотитизированный базальт, 34 – эпилейцитовый базальт) [46, 122, 244]; 35-51 – ыллымахский комплекс (35 – пуласкит, 36 – апопуласкитовый микроклинит-1, 37 – слабо серицитизированный микроклинит, 38 – средне серицитизированный микроклинит, 39 – сильно серицитизированный микроклинит, 40-41 – серицитолиты, 42 – микроклинит-2; 43 – пегматоидный сиенит, 44 – микроклинит-1 по пегматоидному сиениту, 45 – серицитизированный микроклинит, 46-47 – серицитолиты, 48 – микроклинит-2; 49 – псевдолейцитовый порфир, 50 – микроклинитизированный псевдолейцитовый порфир, 51 – эпилейцитовый порфир) [81, 113, 250]; 52-59 – томмотский комплекс (52 – пуласкит, 53 – апопуласкитовый микроклинит-1, 54 – серицитизированный микроклинит, 55 – микроклинит-2; 56 – щелочной трахит; 57 – эпилейцитовый трахит; 58 – щелочной базальт, 59 – эпилейцитовый базальт) [58, 122]; 60-63 – мрачный комплекс (60 – щелочной граносиенит, 61 – микроклинит-1 по граносиениту, 62 – серицитизированный микроклинит, 63 – микроклинит-2) [55]; 64-66 – эпилейцитовые базальты джекондинского комплекса [122]); 67-71 – Западно-Алданская провинция, Южно-Сакунский массив (67 – псевдолейцитовый сиенит, 68 – микроклинитизированный псевдолейцитовый сиенит; 69 – нефелиновый сиенит, 70 – микроклинит по нефелиновому сиениту, 71 – светлослюдисто-микроклиновый метасоматит) [208]; 72-77 – Северо-Прибайкальская провинция, Сыннырский массив (72 – псевдолейцитовый сиенит, 73 – микроклинитизированный псевдолейцитовый сиенит, 74 – серицитизированный псевдолейцитовый сиенит; 75 – нефелиновый сиенит, 76 – микроклинит по нефелиновому сиениту, 77 – светлослюдисто-микроклиновый метасоматит) [3, 208]; 78-89 – Уральская провинция: 78-80 – нязепетровский комплекс (78 – нефелиновый сиенит, 79 – микроклинитизированный сиенит, 80 – либнеритовый сиенит) [267]; 81-83 – Ильменовишневогорский комплекс (81 – нефелиновый сиенит, 82-83 – серицитизированные сиениты) [116, 220]; 84-86 – полевской комплекс (84 – псевдолейцитовый порфир, 85-86 – эпилейцитовые порфиры) [140, 245]; 87-89 – эпилейцитовые тefриты изъявожского комплекса [273]; 90-100 – Северо-Казахстанская провинция: 90-92 – красномайский комплекс (90 – щелочной сиенит, 91 – микроклинитизированный сиенит, 92 – либнеритовый сиенит) [187]; 93-100 – ишимский комплекс (93 – псевдолейцитовый порфир, 94 – эпилейцитовый порфир; 95 – амфиболовый нефелиновый сиенит, 96 – микроклинит по амфиболовому нефелиновому сиениту; 97 – эгириновый нефелиновый сиенит, 98 – мусковитизированный эгириновый сиенит, 99 – пироксеновый сиенит, 100 – мусковитизированный и корундитизированный пироксеновый сиенит) [152]; 101-102 – Центрально-Казахстанская провинция, абаевский комплекс (101 – нефелиновый сиенит, 102 – либнеритовый сиенит) [109]; 103-107 – Армянская провинция, тежсарский комплекс (103 – лейцитовый фонолит, 104-105 – эпилейцитовые порфиры; 106 – нефелиновый сиенит, 107 – мусковитизированный сиенит) [166]; 108-115 – Северо-Кордильерская провинция, шток Аллард (108 – лейкократовый сиенит, 109-111 – калишпатизированные и серицитизированные лейкократовые сиениты, 112-113 – меланократовые сиениты, 114-115 – калишпатизированные и серицитизированные меланократовые сиениты) [297].

При микроклинизации пуласкитов и сиенит-пегматитов происходит привнос в зону реакции ионов калия, алюминия, вынос ионов натрия, кремния и увеличение общей основности пород (Рисунки 2.7, 2.8).

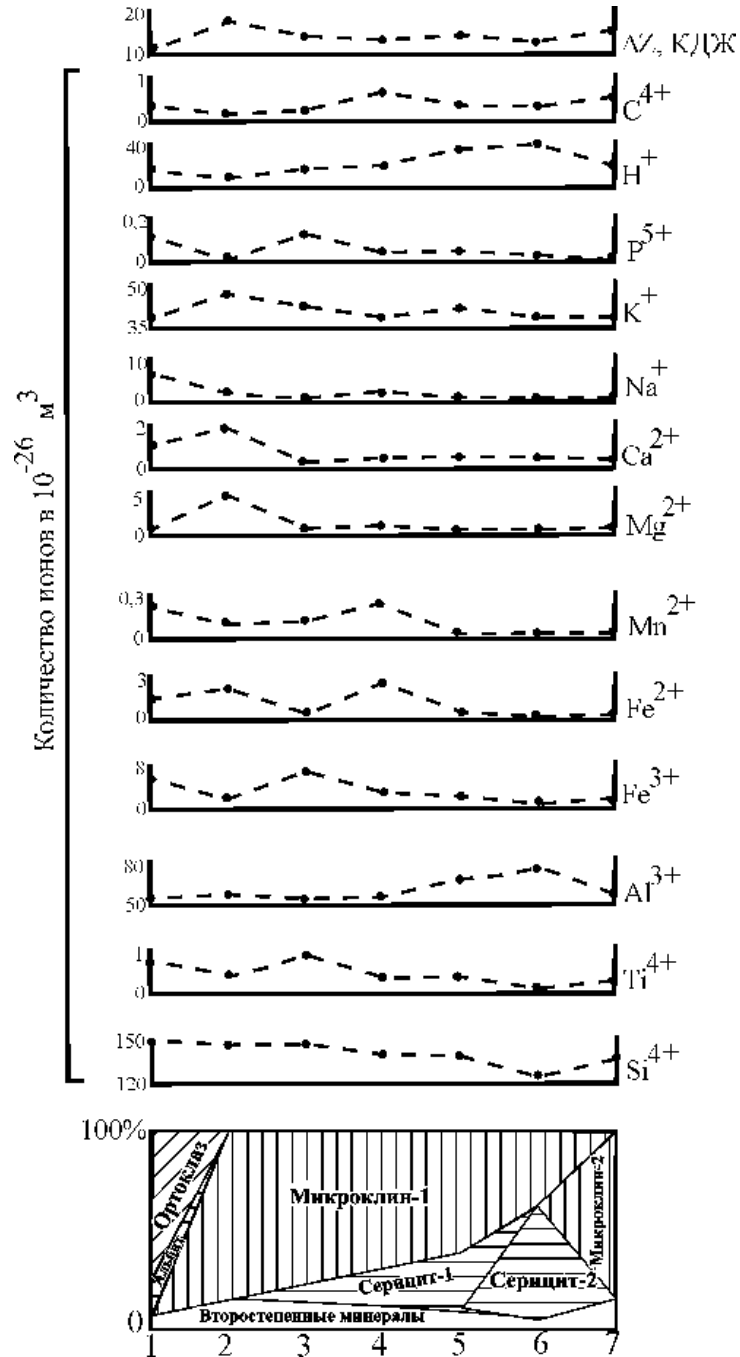


Рис. 2.7. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по пуласкитам рябиновского комплекса:

1 – пуласкит; 2 – аопуласкитовый микроклинит-1; 3 – слабо серицитизированный микроклинит; 4 – средне серицитизированный микроклинит; 5 – сильно серицитизированный микроклинит; 6 – серицитолит; 7 – микроклинит-2

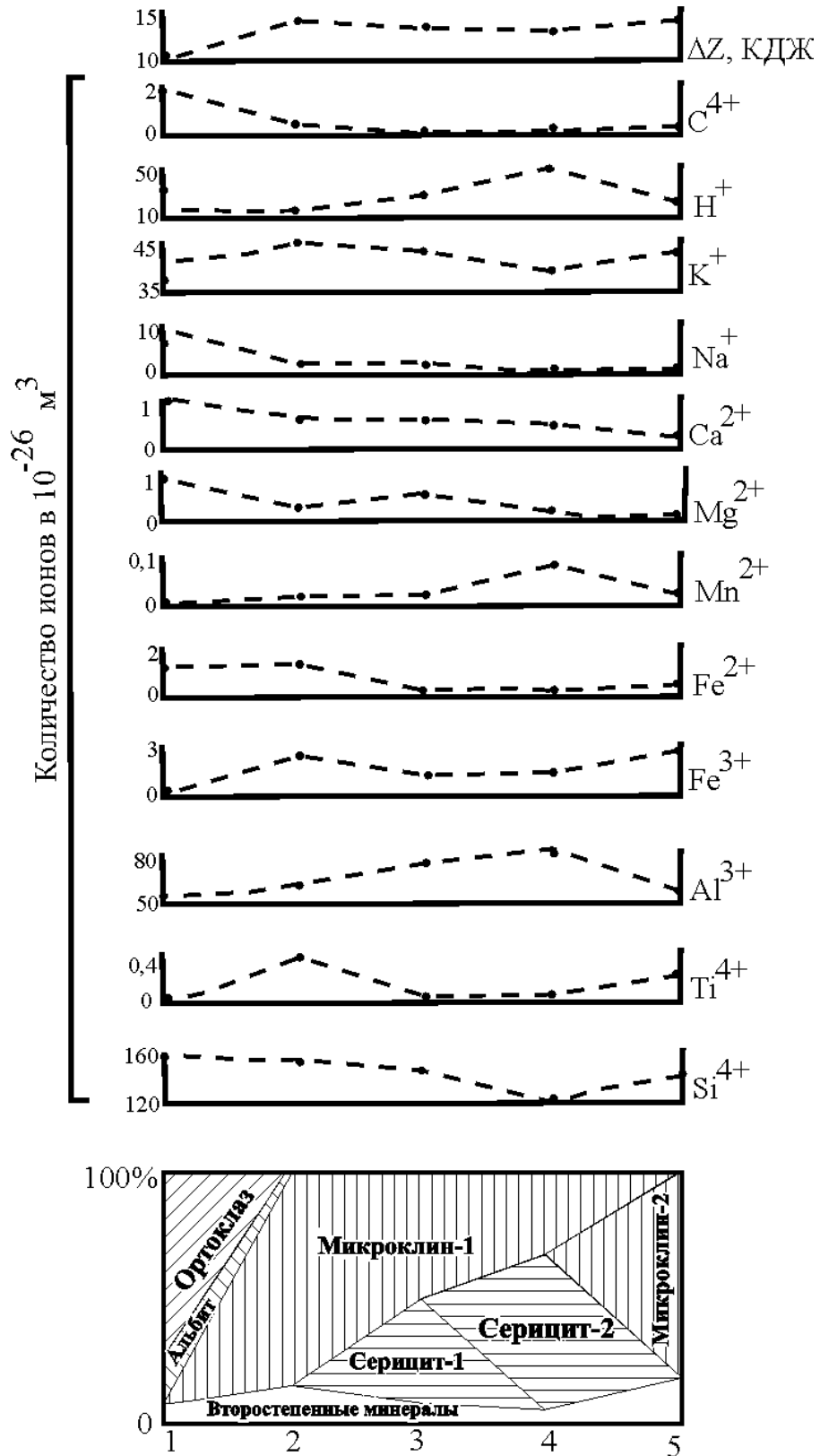
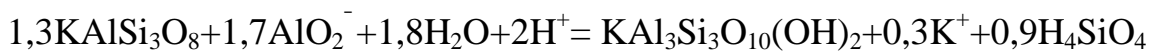


Рис. 2.8. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по сиенит-пегматитам рябиновского комплекса:
 1 – сиенит-пегматит; 2 – микроклинит-1; 3 – серицитизированный микроклинит; 4 – серицитолит; 5 – микроклинит-2

Баланс содержаний компонентов при формировании ранних микроклинитов по пуласкитам рябиновского комплекса характеризуется небольшим суммарным положительным эффектом, а при микроклинизации сиенит-пегматитов отмечается преобладание выноса ионов из элементарного объема пород над их привносом (Таблица 2.10).

Калишпатовые метасоматиты образуются по данным экспериментальных исследований колонки по гранитам [106] при $T=550-500^{\circ}\text{C}$ под воздействием калиевых щелочных растворов (K_2SiO_3) при $\text{pH}=11,5$.

Наиболее важным и часто встречающимся типом метасоматического изменения следует считать, согласно [106, 165], гидролиз минералов или водородный метасоматоз. В Рябиновом щелочном массиве условиям повышения активности ионов водорода в гидротермальных растворах при некотором снижении активности ионов калия соответствовала стадия кислотного выщелачивания. Смена минеральных парагенезисов в эту стадию выразилась в замещении микроклина-1 в измененных щелочных сиенитах агрегатом серицита. Развитие светлой слюды началось на стыках зерен микроклина, вдоль трещин в последних (Рисунок 2.9), то есть в структурно ослабленных и наиболее проницаемых участках исходных пород [210], и завершилось формированием во внутренней зоне метасоматической колонки тел серицитолитов среди серицитизированных микроклинитов по эгириновым сиенитам и сиенит-пегматитам (Рисунок 2.10). Процесс образования этих метасоматитов может быть описан равновесной реакцией замещения калиевого полевого шпата светлой слюдой под воздействием слабо кислых растворов ($\text{pH}=6$), рассчитанной И. Н. Говоровым для температуры 100°C и $P=50\text{ МПа}$ [35]:



А формирование серицит-кварцевых метасоматитов, характерных для многих молибден-меднопорфировых месторождений, происходит по экспериментальным данным [106] при температуре 400°C и отношении в растворе концентраций $\text{KCl}/\text{HCl}=20$ в более кислых условиях ($\text{pH}=1,4-1,6$) по схеме:

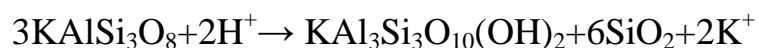


Таблица 2.10

Баланс содержания компонентов при образовании серицит-микроклиновых метасоматитов

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м^3)											
	1	2	3	4	5	6	7	2-1	3-2	4-3	5-4	6-5
Si ⁴⁺	148,49	148,10	148,27	140,69	139,88	123,83	138,75	-0,39	+0,17	-7,58	-0,81	-16,05
Ti ⁴⁺	0,81	0,47	1,02	0,46	0,39	0,04	0,33	-0,34	+0,55	-0,56	-0,07	-0,35
Al ³⁺	53,22	59,29	53,34	56,46	69,75	79,57	59,27	+6,07	-5,95	+3,12	+13,29	+9,82
Fe ³⁺	6,42	2,04	7,61	3,92	2,55	1,25	3,10	-4,38	+5,57	-3,69	-1,37	-1,30
Fe ²⁺	1,76	2,59	0,51	3,02	0,58	0,22	0,56	+0,83	-2,08	+2,51	-2,44	-0,36
Mn ²⁺	0,25	0,11	0,12	0,24	0,02	0,02	0,02	-0,14	+0,01	+0,12	-0,22	0
Mg ²⁺	0,44	4,89	0,48	0,21	0,26	0,24	0,87	+4,45	-4,41	-0,27	+0,05	-0,02
Ca ²⁺	1,07	2,10	0,26	0,50	0,53	0,48	0,47	+1,03	-1,84	+0,24	+0,03	-0,05
Na ⁺	8,35	2,50	3,62	2,00	1,72	1,00	2,21	-5,85	+1,12	-1,62	-0,28	-0,72
K ⁺	39,04	48,92	43,49	40,25	43,33	40,05	40,75	+9,88	-5,43	-3,24	+3,08	-3,28
P ⁵⁺	0,14	0,02	0,15	0,06	0,06	0,04	-	-0,12	+0,13	-0,09	0	-0,02
H ⁺	15,50	6,20	13,42	18,93	33,77	42,94	17,83	-9,30	+7,22	+5,51	+14,84	+9,17
C ⁴⁺	0,33	0,05	0,17	0,64	0,34	0,29	0,60	-0,28	+0,12	+0,47	-0,30	-0,05
Привнос								22,26	14,89	11,97	31,29	18,99
Вынос								20,80	19,71	17,05	5,49	22,20
Эффект								+1,46	-4,82	-5,08	+25,80	-3,21

Продолжение таблицы 2.10

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м^3)											
	7-6	8	9	10	11	12	9-8	10-9	11-10	12-11	13	14
Si ⁴⁺	+14,92	161,99	155,50	146,18	122,24	144,30	-6,49	-9,32	-23,94	+22,06	155,82	145,53
Ti ⁴⁺	+0,29	-	0,36	0,06	0,07	0,21	+0,36	-0,30	+0,01	+0,14	0,76	0,36
Al ³⁺	-20,30	55,20	60,25	73,79	81,36	60,37	+5,05	+13,54	+7,57	-20,99	59,40	54,02
Fe ³⁺	+1,85	0,19	2,28	1,12	1,28	2,50	+2,09	-1,16	+0,16	+1,22	3,36	6,61
Fe ²⁺	+0,34	1,29	1,37	0,19	0,21	0,52	+0,08	-1,18	+0,02	+0,31	2,15	0,74
Mn ²⁺	0	-	0,02	0,02	0,08	0,02	+0,02	0	+0,06	-0,06	0,17	0,14
Mg ²⁺	+0,63	0,98	0,34	0,60	0,28	0,18	-0,64	+0,26	-0,32	-0,10	1,28	0,72
Ca ²⁺	-0,01	0,97	0,60	0,54	0,47	0,25	-0,37	-0,06	-0,07	-0,22	7,06	0,88
Na ⁺	+1,21	9,11	2,35	1,42	0,90	1,80	-6,76	-0,93	-0,52	+0,90	22,48	11,99
K ⁺	+0,70	41,06	44,99	43,35	39,41	43,37	+3,93	-1,64	-3,94	+3,96	23,56	35,64
P ⁵⁺	-0,04	0,02	0,02	-	0,02	-	0	-0,02	+0,02	-0,02	0,15	-
H ⁺	-25,11	14,32	13,47	25,56	45,91	15,21	-0,85	+12,09	+20,35	-30,70	21,91	20,06
C ⁴⁺	+0,31	1,93	0,65	0,05	0,32	0,32	-1,28	-0,60	+0,27	0	0,21	0,66
Привнос	20,25						11,53	25,89	28,46	28,59		
Вынос	45,46						16,39	15,21	28,79	52,09		
Эффект	25,21						-4,86	+10,68	-0,33	-23,50		

Продолжение таблицы 2.10

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м ³)											
	15	16	17	14-13	15-14	16-15	17-16	18	19	20	21	22
Si ⁴⁺	137,80	134,81	135,57	-7,29	-7,73	-2,99	+0,76	157,13	145,66	137,99	136,76	144,70
Ti ⁴⁺	0,44	0,62	0,32	-0,40	+0,08	+0,18	-0,30	0,07	0,15	0,93	0,14	0,27
Al ³⁺	57,65	66,08	57,90	-5,38	+3,63	+8,43	-8,18	54,85	53,65	58,54	68,54	55,62
Fe ³⁺	5,06	3,67	3,02	+3,25	-1,55	-1,39	-0,65	0,92	1,80	6,14	1,62	3,21
Fe ²⁺	0,86	0,57	0,55	-1,41	+0,12	-0,29	-0,02	0,45	1,17	1,42	0,87	0,74
Mn ²⁺	0,04	0,02	0,02	-0,13	-0,10	-0,02	0	0,02	0,02	0,12	0,04	0,02
Mg ²⁺	1,18	0,81	0,84	-0,56	+0,46	-0,37	+0,03	0,62	1,09	0,28	1,52	1,32
Ca ²⁺	0,68	0,25	0,24	-6,18	-0,20	-0,43	-0,01	0,71	0,51	1,14	0,25	1,18
Na ⁺	3,76	1,78	2,14	-10,40	-8,23	-1,98	+0,36	8,43	4,27	0,41	2,89	3,79
K ⁺	37,87	37,83	39,82	+12,08	+2,23	+0,96	+0,99	42,33	42,07	39,23	39,18	41,70
P ⁵⁺	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-	-
H ⁺	33,03	37,87	15,20	-1,85	+12,97	+4,84	-22,67	6,23	29,51	31,40	28,56	13,37
C ⁴⁺	0,64	0,64	0,46	+0,45	-0,02	0	-0,18	0,67	0,65	0,97	0,55	0,65
Привнос				15,78	19,49	14,41	2,14					
Вынос				33,69	17,83	7,47	32,00					
Эффект				-17,91	+1,66	+6,94	29,86					

Продолжение таблицы 2.10

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м ³)											
	19-18	20-19	21-20	22-21	23	24	25	24-23	25-24	26	27	28
Si ⁴⁺	-11,47	-7,67	-1,23	+7,94	135,36	135,67	134,54	+0,31	-1,13	151,53	135,98	141,45
Ti ⁴⁺	+0,08	+0,78	-0,79	+0,13	1,36	1,17	1,04	-0,19	-0,13	1,11	1,06	0,89
Al ³⁺	-1,20	+4,89	+10,0	-12,92	39,05	48,68	60,52	+9,63	+11,84	52,07	49,81	57,90
Fe ³⁺	+0,88	+4,34	-4,52	-1,59	10,49	8,47	7,15	-2,02	-1,32	7,40	5,39	6,91
Fe ²⁺	+0,72	+0,25	-0,55	-0,13	7,96	2,49	0,57	-5,47	-1,92	1,23	0,75	0,26
Mn ²⁺	0	+0,10	-0,08	-0,02	0,42	0,31	0,08	-0,11	-0,23	0,33	0,02	0,02
Mg ²⁺	+0,47	-0,81	+1,24	-0,20	19,46	9,21	0,59	-10,25	-8,62	2,35	0,77	0,36
Ca ²⁺	-0,20	+0,63	-0,89	+0,93	20,56	10,89	0,25	-9,67	-10,64	6,16	0,43	0,26
Na ⁺	-4,16	-3,86	+2,48	+0,90	13,14	3,31	2,41	-9,83	-0,90	21,64	2,70	4,35
K ⁺	-0,26	-2,84	-0,05	+2,52	22,37	40,19	39,38	+17,82	-0,81	31,88	40,33	43,44
P ⁵⁺	0			0	1,71	-	0,10	-1,71	+0,10	0,24	0,13	0,10
H ⁺	+23,28	+1,89	-2,84	-15,19	20,01	36,92	22,69	+16,91	-14,23	36,96	18,12	18,49
C ⁴⁺	-0,02	+0,32	-0,42	+0,10	3,81	14,23	1,02	+10,42	-13,21	0,57	0,30	0,30
Привнос	25,43	13,20	13,72	12,52				55,09	11,94			
Вынос	17,31	15,18	11,37	29,85				39,25	53,14			
Эффект	+8,12	-1,98	+2,35	-17,33				+15,84	-41,20			

Продолжение таблицы 2.10

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м ³)											
	29	30	31	32	27-26	28-27	29-28	30-29	31-30	32-31	33	34
Si ⁴⁺	133,35	135,69	126,29	130,36	-20,27	+5,47	-8,10	+2,34	-9,40	+4,07	156,25	145,50
Ti ⁴⁺	0,87	0,97	0,51	0,56	+0,15	-0,17	-0,02	+0,10	-0,46	+0,05	0,91	1,20
Al ³⁺	56,90	68,08	79,89	53,58	-4,59	+3,84	+3,25	+11,18	+11,86	-26,31	54,14	54,43
Fe ³⁺	10,88	7,92	4,91	9,51	+0,39	+1,52	+3,97	-2,96	-3,01	+4,60	5,00	3,37
Fe ²⁺	1,56	0,63	0,55	1,05	-1,75	-0,49	+1,30	-0,93	-0,08	+0,50	2,40	1,30
Mn ²⁺	0,02	0,08	0,08	0,02	-0,18	0	0	+0,06	0	-0,06	0,20	0,02
Mg ²⁺	1,61	0,22	1,16	2,90	-0,87	-0,41	+1,25	-1,39	+0,94	+1,74	1,64	0,97
Ca ²⁺	0,84	1,74	0,26	0,89	-3,36	-0,17	+0,58	+0,90	-1,48	+0,63	3,79	0,34
Na ⁺	3,89	2,64	1,55	2,00	-20,69	+1,65	-0,46	-1,25	-1,09	+0,45	23,39	5,49
K ⁺	29,92	33,11	41,16	42,87	+9,69	+3,11	-13,52	+3,19	+8,05	+1,71	30,64	44,15
P ⁵⁺	0,35	0,25	0,10	0,10	0	-0,03	+0,25	-0,10	-0,15	0	0,13	0,31
H ⁺	24,61	26,91	43,53	17,76	+0,83	+0,37	+6,12	+2,30	+16,62	-25,77	17,29	14,86
C ⁴⁺	0,33	-	0,26	-	0	0	+0,03	-0,33	+0,26	-0,26	0,30	0,30
Привнос					11,06	15,96	16,75	20,07	37,68	13,75		
Вынос					51,71	1,27	22,10	6,96	15,67	52,40		
Эффект					-40,65	+14,69	-5,35	+13,11	+22,01	-38,65		

Продолжение таблицы 2.10

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м ³)											
	35	36	37	34-33	35-34	36-35	37-36	38	39	40	39-38	40-39
Si ⁴⁺	136,83	129,96	145,16	-10,75	-8,67	-6,87	+15,20	143,38	131,52	136,78	-11,86	+5,26
Ti ⁴⁺	0,48	0,28	1,59	+0,29	-0,72	-0,20	+1,31	1,47	1,30	0,74	-0,17	-0,56
Al ³⁺	64,22	88,33	52,77	+0,29	+9,79	+24,11	-35,26	58,57	56,57	63,75	-2,00	+7,18
Fe ³⁺	2,89	3,99	5,80	-1,63	-0,48	+1,10	+1,81	9,69	4,54	10,49	-5,15	+5,95
Fe ²⁺	0,42	0,61	0,45	-1,10	-0,88	+0,19	-0,16	1,29	9,19	0,64	+7,90	-8,55
Mn ²⁺	0,02	0,06	0,16	-0,18	0	+0,04	+0,10	0,37	0,42	0,13	+0,05	-0,29
Mg ²⁺	1,40	0,97	1,12	-0,67	+0,43	-0,43	+0,15	2,76	5,96	1,07	+3,20	-4,89
Ca ²⁺	0,83	1,21	2,03	-3,45	+0,49	+0,38	+0,82	4,30	7,12	1,49	+2,82	-5,63
Na ⁺	2,26	1,84	3,62	-17,90	-3,23	-0,42	+1,78	34,63	11,06	2,98	-23,57	-8,08
K ⁺	33,12	32,71	41,13	+13,51	-11,03	-0,41	+8,42	27,54	34,73	43,90	+7,19	+9,17
P ⁵⁺	0,14	0,11	0,14	+0,18	-0,17	-0,03	+0,03	0,02	0,02	-	0	-0,02
H ⁺	21,50	46,22	2,26	-2,43	+6,64	+24,72	-43,96	9,08	27,85	25,10	+18,77	-2,75
C ⁴⁺	-	-	2,48	0	-0,30	0	+2,48	0,04	0,03	-	-0,01	-0,03
Привнос				14,27	17,35	50,54	32,10				39,93	27,56
Вынос				38,11	25,48	8,36	79,38				42,76	30,80
Эффект				-23,84	-8,13	+42,18	-47,28				-2,83	-3,24

Окончание таблицы 2.10

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м ³)													
	41	42	43	44	42-41	43-42	44-43	45	46	47	48	46-45	47-46	48-47
Si ⁴⁺	146,35	148,49	128,67	136,52	+2,14	-19,82	+7,85	169,01	147,35	146,49	126,73	-21,66	-0,86	-19,76
Ti ⁴⁺	1,13	0,14	0,18	0,24	-0,99	+0,04	+0,06	0,47	0,37	0,88	0,31	-0,10	+0,51	-0,57
Al ³⁺	64,17	54,26	65,92	55,82	-9,91	+11,66	-10,10	41,52	46,29	60,37	53,64	+4,77	+14,08	-6,73
Fe ³⁺	2,24	0,11	4,69	3,75	-1,13	+4,58	-0,94	4,27	3,09	1,11	5,69	-1,18	-1,98	+4,58
Fe ²⁺	0,46	2,28	0,22	0,31	+1,82	-2,06	+0,09	1,00	2,58	1,77	2,56	+1,58	-0,81	+0,79
Mn ²⁺	0,04	0,20	0,04	0,04	+0,16	-0,16	0	0,17	0,10	0,02	0,16	-0,07	-0,08	+0,14
Mg ²⁺	0,97	0,04	0,39	0,72	-0,93	+0,35	+0,32	2,78	1,73	0,77	5,19	-1,05	-0,96	+4,42
Ca ²⁺	4,76	1,43	4,11	2,82	-3,33	+2,68	-1,29	6,67	2,53	0,03	6,10	-4,14	-2,50	+6,07
Na ⁺	14,82	3,80	1,79	0,45	-11,02	-2,01	-1,34	19,37	1,89	6,60	2,64	-17,48	-4,71	-3,96
K ⁺	33,14	48,00	47,47	41,56	+14,86	-0,53	-5,91	20,82	34,29	33,99	34,93	+13,47	-0,30	+0,94
P ⁵⁺	0,08	0,18	0,06	0,06	+0,10	-0,12	0	0,02	0,10	0,02	0,08	+0,08	-0,08	+0,06
H ⁺	8,00	10,04	17,39	33,90	+2,04	+7,35	+16,51	21,27	1,85	21,76	18,75	-19,42	+19,91	-3,01
C ⁴⁺	5,05	0,10	4,46	1,17	-4,95	+4,36	-3,29	0,03	3,23	0,32	9,44	+3,20	-2,91	+9,12
Привнос					21,12	31,02	24,83					23,10	34,50	26,12
Вынос					32,26	24,70	22,87					65,10	15,19	34,03
Эффект					-11,14	+6,32	+1,96					-42,00	+19,31	-7,91

Примечание. 1-11 – рябиновский комплекс (1 – пуласкит, 2 – апопуласкитовый микроклинит-1, 3 – слабо серицитизированный микроклинит, 4 – средне серицитизированный микроклинит, 5 – сильно серицитизированный микроклинит, 6 – серицитолит, 7 – микроклинит-2; 8 – сиенит-пегматит, 9 – микроклинит-1, 10 – серицитизированный микроклинит; 11 – серицитолит, 12 – микроклинит-2); 13-25 – якутский комплекс (13 – пуласкит, 14 – апопуласкитовый микроклинит-1, 15 – серицитизированный микроклинит, 16 – серицитолит, 17 – микроклинит-2; 18 – пегматоидный сиенит, 19 – микроклинит-1 по пегматоидному сиениту, 20 – серицитизированный микроклинит; 21 – серицитолит, 22 – микроклинит-2; 23 – псевдолейцитовый порфир, 24 – микроклинизированный псевдолейцитовый порфир, 25 – эпилейцитовый порфир); 26-40 – ыллымахский комплекс (26 – пуласкит, 27 – апопуласкитовый микроклинит-1, 28 – слабо серицитизированный микроклинит, 29 – средне серицитизированный микроклинит, 30 – сильно серицитизированный микроклинит, 31 – серицитолит, 32 – микроклинит-2; 33 – пегматоидный сиенит, 34 – микроклинит-1 по пегматоидному сиениту, 35 – серицитизированный микроклинит; 36 – серицитолит, 37 – микроклинит-2; 38 – псевдолейцитовый порфир, 39 – микроклинизированный псевдолейцитовый порфир, 40 – эпилейцитовый порфир); 41-44 – томмотский комплекс (41 – пуласкит, 42 – апопуласкитовый микроклинит-1, 43 – серицитизированный микроклинит, 44 – микроклинит-2); 45-48 – мрачный комплекс (45 – щелочной граносиенит, 46 – микроклинит-1, 47 – серицитизированный микроклинит, 48 – микроклинит-2).



Рис. 2.9. Развитие прозрачных пластинок железистого и кремнеземистого серицита (белое) по монокристаллу сильно “пелитизированного” микроклина-1 (Шл. С-4/115,8. Ник II, ув. x50)

Слюда из серицитизированных микроклинитов рябиновского комплекса светло-зеленого цвета, её показатели преломления: $n_g = 1,612$; $n_p = 1,563$. Слюда из серицитоцитов белого цвета, её показатели преломления: $n_g = 1,608$; $n_p = 1,560-1,563$ [48]. Состав слюд из микроклин-серицитовых метасоматитов колеблется от железистого до кремнеземистого серицита (Таблица 2.11).

Серициты «гнездового» выполнения по данным рентгено-структурного анализа 40 монофракций слюд, отнесенных к политипной модификации 2М, отчетливо отличаются по параметрам кристаллической решетки от слюд из тел серицитоцитов (Рисунок 2.11).

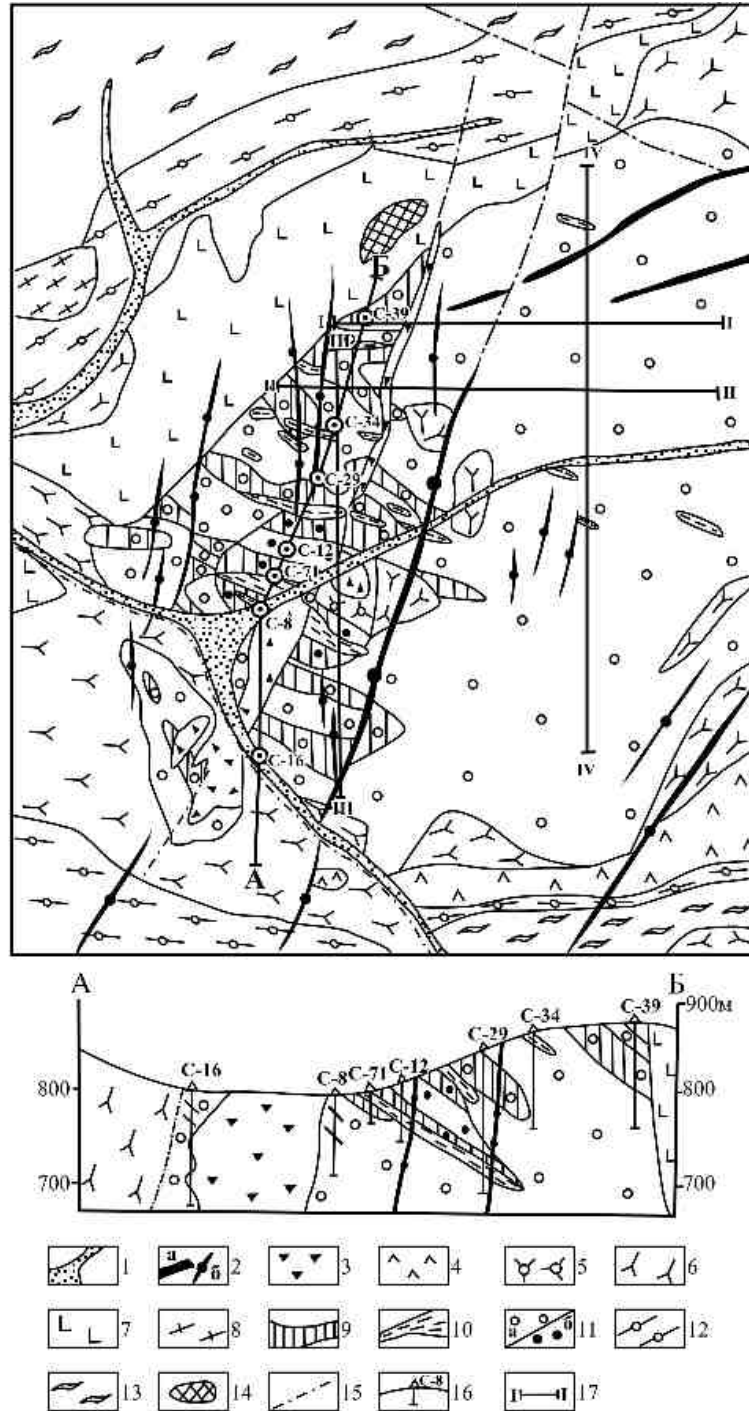


Рис. 2.10. Геолого-метасоматический план северо-восточной части рябиновского комплекса [46]:

1 – аллювиальные отложения; 2 – дайки грорудитов (а), минетт, бостонитов, сиенит-порфиров (б); 3 – щелочные пикриты и их эруптивные брекчии; 4 – нордмаркиты; 5 – сиенит-пегматиты; 6 – пуласкиты; 7 – щелочные габброиды; 8 – гранито-гнейсы архея; 9 – зоны развития поздних микроклинитов-2; 10 – серицитолиты; 11 – серицитизированные микроклиниты по пуласкитам (а) и сиенит-пегматитам (б); 12 – фениты; 13 – кварц-ортоклазовые метасоматиты; 14 – магнезиальные скарны; 15 – разрывные нарушения; 16 – разведочные скважины; 17 – структурные профили

Таблица 2.11

Химический состав (масс. %) светлых слюд из серицит-микроклиновых метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,06	43,38	43,71	45,04	44,29	45,61	45,09	44,57	45,12	42,94
TiO ₂	0,21	0,09	0,08	0,07	-	0,06	0,17	0,21	0,30	0,07
Al ₂ O ₃	37,61	35,18	37,05	34,30	39,43	40,15	36,41	39,16	36,32	34,50
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1,16	3,84	2,23	5,65	2,15	2,20	2,64	2,05	1,76	5,65
MnO	-	0,03	-	-	-	-	0,02	-	-	-
MgO	0,05	0,14	0,14	0,14	0,03	-	0,03	0,25	0,05	0,14
CaO	0,04	-	-	-	-	0,03	0,03	0,01	-	-
Na ₂ O	0,08	0,13	0,17	0,09	0,06	0,10	0,08	0,14	0,08	0,09
K ₂ O	9,90	10,07	10,02	9,52	10,45	10,16	9,39	9,41	9,70	10,16
H ₂ O	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47
Cl	0,01	-	-	-	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	-
F	0,06	0,02	-	-	0,02	0,12	0,03	0,08	0,08	-
Сумма	98,66	97,35	97,85	99,27	100,98	102,91	98,38	100,37	97,91	98,02

Продолжение таблицы 2.11

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	43,56	45,09	45,17	43,81	44,29	45,61	43,81	44,78	43,43	42,33
TiO ₂	0,06	0,08	0,17	0,11	-	0,06	0,11	-	0,21	0,09
Al ₂ O ₃	34,77	34,67	36,72	38,44	39,43	40,15	38,44	37,24	38,53	40,36
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	4,17	2,62	2,90	3,58	2,15	2,20	3,58	0,11	0,76	0,83
MnO	0,02	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,66	0,09	-	0,02	0,08	-	0,02	0,17	0,07	0,07
CaO	0,04	0,03	0,10	-	-	0,03	-	-	0,23	0,03
Na ₂ O	0,09	0,21	0,12	0,31	0,06	0,10	0,31	0,04	0,22	0,16
K ₂ O	9,41	9,79	9,99	10,15	10,45	10,16	10,15	9,59	9,50	9,46
H ₂ O	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47	4,47
Cl	0,04	0,02	-	-	0,02	0,01	-	0,04	0,06	0,14
F	0,05	0,05	0,12	-	0,02	0,12	-	0,04	0,04	-
Сумма	97,33	97,12	99,75	100,89	100,98	102,91	100,89	96,47	97,53	97,94

Продолжение таблицы 2.11

Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	40,40	41,58	44,24	43,88	43,60	43,72	42,97	43,50	43,24	41,80
TiO ₂	1,21	0,84	0,31	0,01	0,01	0,01	0,82	0,62	0,35	0,22
Al ₂ O ₃	36,76	32,80	37,60	39,41	40,46	39,94	35,67	34,82	38,15	39,40
Fe ₂ O ₃	2,30	5,95	-	0,94	0,36	0,65	2,36	2,64	1,82	1,67
FeO	0,72	0,86	0,55	0,22	0,16	0,19	0,37	1,02	0,63	0,58
MnO	0,07	0,11	-	0,02	-	0,01	0,09	0,12	-	-
MgO	0,54	0,52	0,12	0,59	0,48	0,53	2,17	2,11	1,29	-
CaO	-	0,43	0,28	0,01	0,60	0,30	0,49	0,39	0,44	-
Na ₂ O	0,86	1,01	0,19	1,07	0,59	0,83	1,03	0,53	1,03	0,91
K ₂ O	10,12	9,17	10,95	10,33	9,31	9,82	8,52	8,51	8,95	8,77
H ₂ O	6,46	6,82	5,76	4,53	4,60	4,57	5,61	4,87	4,68	6,23
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,33	-	-	-	-	-	0,01	-	-	1,38
Сумма	99,77	100,09	100,00	101,37	100,16	100,57	100,11	99,13	100,58	99,18

Окончание таблицы 2.11

Компоненты	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	41,30	41,90	43,90	45,50	41,40	41,20	42,15	44,74	43,82	42,55	46,40
TiO ₂	-	-	-	0,32	0,12	0,10	0,15	0,05	-	0,11	-
Al ₂ O ₃	37,80	36,80	37,20	35,60	37,30	41,04	43,60	36,69	36,57	36,27	36,54
Fe ₂ O ₃	1,30	1,30	1,50	3,58	2,90	4,00	1,40	2,72	-	3,00	0,76
FeO	0,58	0,80	0,01	0,01	0,01	-	-	0,41	0,41	0,38	-
MnO	0,01	-	-	-	-	-	-	0,10	-	0,02	-
MgO	0,01	1,10	1,00	-	0,10	0,10	0,10	-	0,20	-	0,26
CaO	0,40	0,01	0,50	0,01	1,10	-	-	-	0,07	-	0,29
Na ₂ O	1,20	0,50	0,30	0,36	0,36	-	0,50	1,42	0,92	1,57	2,50
K ₂ O	8,90	10,80	9,50	10,95	11,70	7,80	8,50	9,40	9,00	9,00	8,22
H ₂ O	7,60	6,80	6,20	4,64	3,80	5,78	4,80	5,19	6,70	8,53	4,29
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,08	0,20	0,60	0,86	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,42	99,41	100,71	100,62	100,67	100,70	100,70	100,72	97,69	101,43	99,26

Примечание. 1-18 – рябиновский комплекс (1-14 – серициты из апопуласситовых серицитизированных микроклинитов, 15-17 – светлые слюды из серицитолитов по микроклинитизированным пуласситам; 18 – светлая слюда из серицитолитов по микроклинитизированным сиенит-пегматитам) [46, 81]; 19-20 – серициты из апопуласситовых серицитизированных микроклинитов ыльмахацкого комплекса [250]; 21-29 – ильмено-вишневогорский комплекс (21 – серицит из мусковитизированных миаскитов, 22-26 – серициты из либнеритовых миаскитовых пегматитов, 27-29 – серициты из либнеритовых сиенит-пегматитов) [100, 154]; 30-37 – серициты из либнеритовых сиенитов ишимского комплекса [188]; 38-41 – серициты из либнеритовых сиенитов борсуксайского комплекса [188]. Микрозондовые анализы Пр.1-20 выполнены Вилисовым В.А. (ИГГ РАН, г.Екатеринбург)

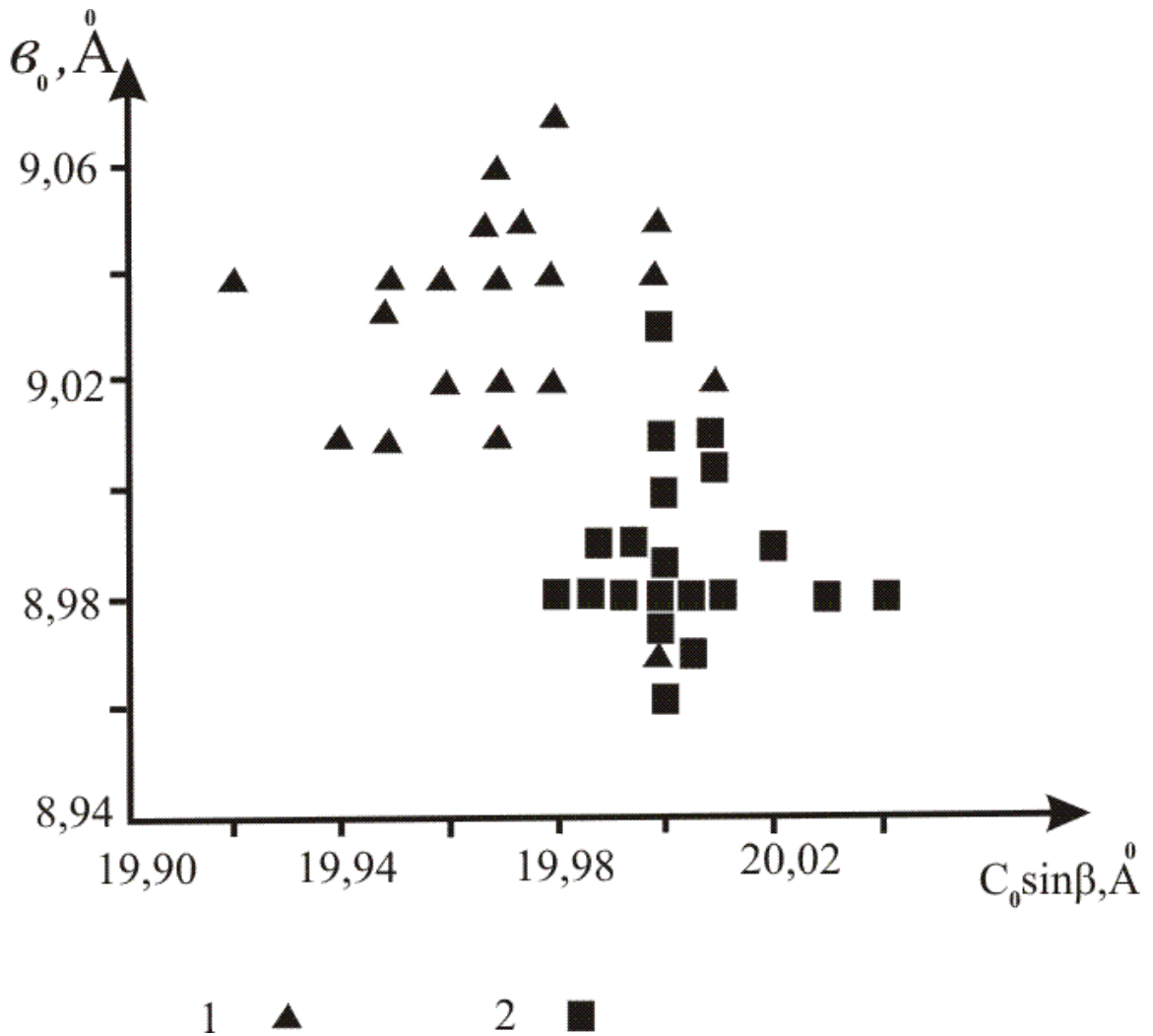


Рис. 2.11. Диаграмма зависимости между параметрами кристаллической решетки серицита ($d_0 - C_0 \sin \beta$) из микроклин-серицитовых метасоматитов Рябинового массива:

1 – слюды из серицитизированных микроклинитов, 2 – слюды из серицитоцитов

Температура образования слюд из серицитизированных микроклинитов по мусковитовому геотермобарометру [21, 174] находится в пределах 450-200°C, а слюд из серицитоцитов – 300-100° С, давление в стадию кислотного выщелачивания составило 300-50 МПа. Признаком его изменений в эту стадию также является «структурное сжатие» пород [81, 244], проявившееся в уменьшении средних размеров слюды в серицитоцитах примерно в 2-4 раза в сравнении с серицитизированными микроклинитами (Рисунок 2.12).

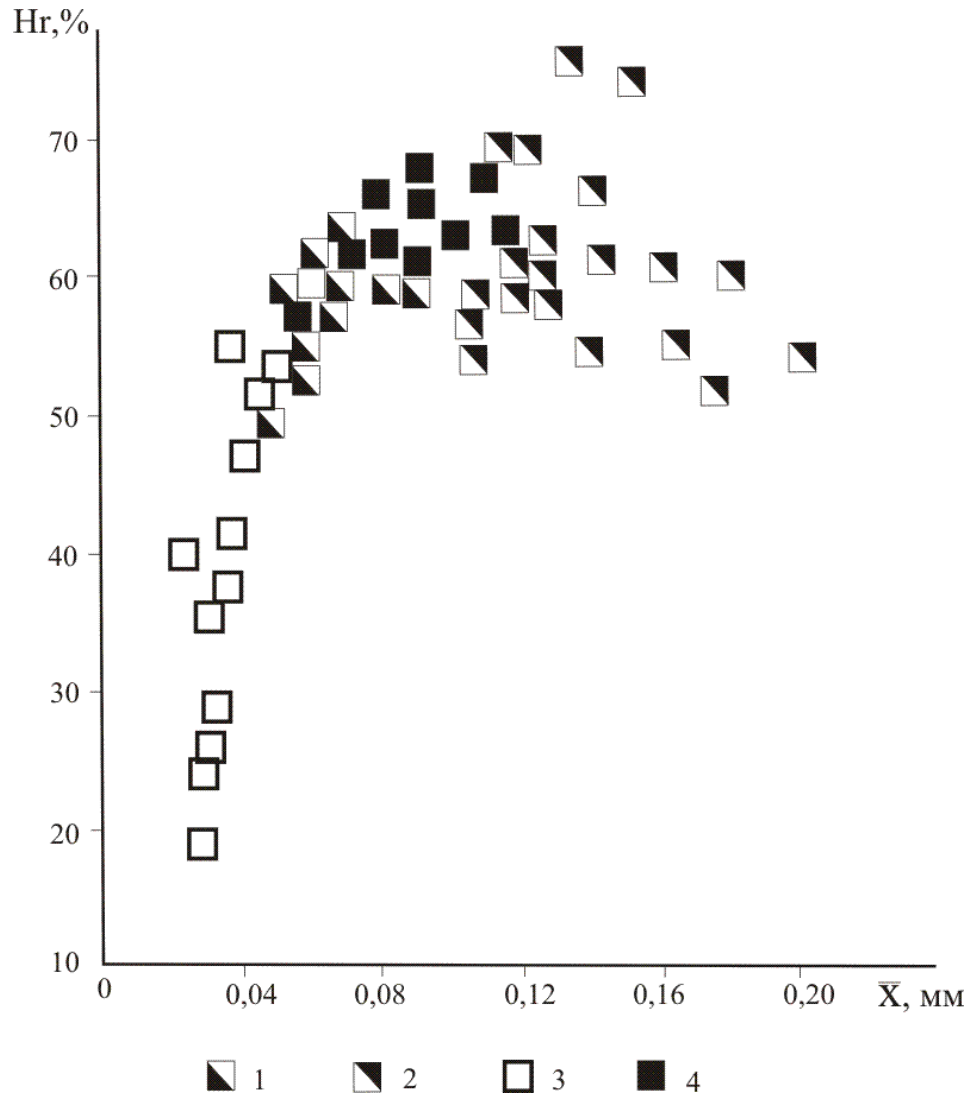


Рис. 2.12. Диаграмма зависимости между средним размером зерен серицита и их относительной энтропией в метасоматитах Рябинового массива:
 1, 2 – серицит из умеренно (1) и интенсивно (2) серицитизированных микроклинитов (содержание серицита - 20-40 % и 40-60 %); 3, 4 – серицит из серицитолитов по эгириновым сиенитам (3) и сиенит-пегматитам (4)

Сформировавшиеся по пуласкитам серицитолиты выделяются более мелкозернистой и однородной структурой в сравнении с серицитолитами, возникшими по сиенит-пегматитам. Для них также свойственны наиболее высокие значения поверхностной энергии и энергии порообразования в сопоставлении с вмещающими их серицитизированными микроклинитами (Рисунок 2.5). Тела серицитолитов участками содержат обильную вкрапленность молибденита, а серицитизиро-

ванные микроклиниты – тонкочешуйчатый гематит, развивавшийся по сульфидам.

Метасоматическая зональность, проявленная в стадию кислотного выщелачивания, заключается в более интенсивном развитии процессов серицитизации в микроклинитизированных щелочных сиенитах на среднерудном уровне локализации золотого оруденения в интервале 700-800 м, где на Рябиновом месторождении сформировались крупные тела серицитолитов мощностью до 30-40 м среди сильно серицитизированных микроклинитов, возникших по сиенит-пегматитам (Рисунок 2.10), в сравнении с верхнерудным (инт. 850-930 м) и нижнерудным (инт. 600-700 м) уровнями, в пределах которых образовались небольшие линзы серицитолитов мощностью до нескольких метров среди средне (20-40 %) и сильно (40-60 %) серицитизированных микроклинитов по эгириновым сиенитам [56, 59, 94]. Изменение химического состава при формировании в кислотную стадию серицитизированных микроклинитов и серицитолитов в колонках по пуласкитам и сиенит-пегматитам выражено в привносе ионов водорода, алюминия, выносе ионов кальция, магния, уменьшении концентраций ионов калия и кремния и снижении общей основности пород (Рисунки 2.7, 2.8). При развитии в эту стадию в измененных пуласкитах Рябинового массива во внешней и промежуточной зонах слабо (10-20 %)- и средне (20-40 %) серицитизированных микроклинитов отмечен отрицательный суммарный эффект в балансе содержаний компонентов. А образование во внутренней зоне метасоматической колонки сильно серицитизированных микроклинитов и серицитолитов, отнесенных по минеральному составу к микроклин-серицитовым метасоматитам, проходило в условиях преобладания привноса ионов в элементарный объем пород над их выносом (Таблица 2.10).

Поздняя щелочная стадия ознаменовалась новым повышением активности ионов калия в гидротермальных растворах и резким спадом активности ионов водорода. В этой обстановке продукты стадии кислотного выщелачивания замещались мелкозернистым агрегатом бледно-розового микроклина-2, образующего гнезда, жилы и прожилки (Рисунок 2.13).

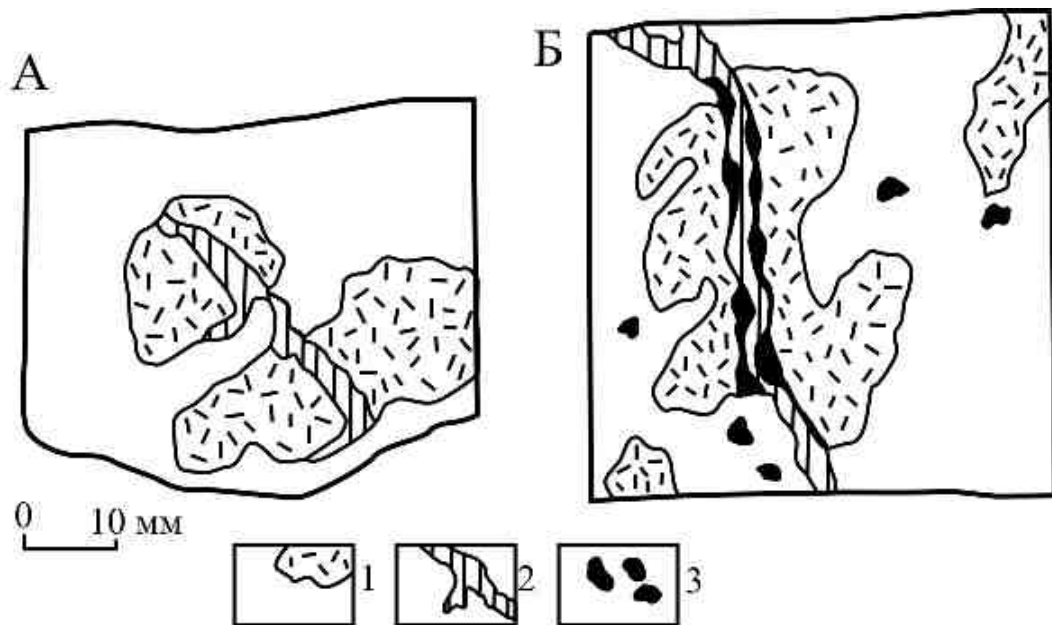


Рис. 2.13. Прожилки микроклинита-2 в серицитизированных микроклинитах (зарисовка керна: А - скв. 42, гл.105,1 м, Б - скв. 39, гл. 62,9 м):
1 – гнезда серицита в серицитизированном микроклините; 2 – микроклинит-2; 3 – выделения халькопирита

Нерешетчатый микроклин-2 замещал не только серицит, но и микроклин-1. При этом таблитчатые зерна последнего, замутненные вследствие наличия обильных газовой-жидких включений, были преобразованы в гранобластовый агрегат прозрачного в шлифах микроклина-2. Включения «изгонялись» из микроклиновых зерен в их интерстиции. Микроклиниты-2 в сравнении с микроклинитизированными щелочными сиенитами рябиновского комплекса характеризуются более мелкозернистой, но также неоднородной по величине «относительной энтропии» структурой (Рисунок 2.4), более высокими значениями поверхностной энергии и энергии порообразования (Рисунок 2.5). Показатели преломления микроклина второй генерации: $n_g = 1,522-1,524$; $n_p = 1,516-1,518$. По структурным параметрам (ΔZ , ΔY) он соответствует максимальному микроклину (Рисунок 2.2), а по химическому составу близок с ранним микроклином метасоматитов (Таблица 2.8). Картирование поздних микроклинитов-2, проведенное на площади Рябинового

месторождения, показало, что в сравнении с метасоматитами ранней щелочной и кислотной стадий они распространены более локально, образуя субпараллельные зоны в серицитизированных микроклинитах (Рисунок 2.10). Совместно с микроклином -2 в позднюю щелочную стадию в метасоматических колонках по эгириновым сиенитам и сиенит-пегматитам Рябинового месторождения образовались адуляр, альбит, карбонат, барит, содержание которых в метасоматитах составляет первые проценты. Карбонат представлен доломит-анкеритом с небольшой долей родохрозитового компонента: $\text{Ca}_{0,5}\text{Mg}_{0,32}\text{Fe}_{0,15}\text{Mn}_{0,03}\text{CO}_3$. В нем обнаружены и изучены мелкие (10 мкм) первичные водные включения, состоящие из газовой (20 %) и жидкой (80 %) фаз и характеризующиеся температурами гомогенизации, равными 175-183 °С [179]. Флюидное давление при формировании мелкозернистых микроклинитов в позднюю щелочную стадию понизилось до 100-60 МПа [30]. Для минерального состава тяжелой фракции протолочек рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов Рябинового месторождения характерны высокие концентрации гидроксидов железа, пироксена, амфибола, барита, низкие содержания магнетита и ильменита (Таблица 2.12) вследствие замещения в процессе микроклинизации и серицитизации щелочных сиенитов магнетита гематитом, а ильменита – оксидами титана (рутилом, анатазом, брукитом) [68]. Из рудных минералов в составе протолочек встречаются в весовых и знаковых количествах пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, ковеллин, золото. В эпилейцитовых сиенит-порфирах Нового месторождения в эту стадию сформировались гнезда, жилы и прожилки, сложенные агрегатом мелкозернистого светло-розового микроклина-2 (60-90 %), карбоната (1-20 %), адуляра (1-7 %), брукита (0,5-4 %), магнетита (1-3 %), гематита (1-5 %) [62]. Карбонат в этих метасоматитах по составу близок к доломит-анкериту. Образование в позднюю щелочную стадию мелкозернистых микроклинитов в колонках по щелочным сиенитам (пуласкитам, сиенит-пегматитам) характеризовалось привнесением в зону реакции ионов калия, кремния, выносом ионов алюминия, водорода и увеличением общей основности пород (Рисунки 2.7, 2.8) при отрицательном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Таблица 2.10).

Таблица 2.12

Минеральный состав тяжелой фракции протолочек (г/м³) рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов Рябинового месторождения

Минералы	1	2	3	4	5
Золото	1зн.				
Циркон	18	23	66		р.зн
Гематит	1087				
Магнетит	319		45	р.зн	зн
Хромит			р.зн	ед.зн	
Ильменит	ед.зн				
Рутил					ед.зн
Пирит	50	р.зн.	ед.зн	620	404291
Брукит	ед.з				
Анатаз	ед.з	42			
Пироксен	996	р.зн.	30592	3	2830
Гидроксиды железа	8282	2242		959	
Гидроксиды марганца	зн.				
Псевдоморфозы лимонита по пириту	704	зн.		ед.зн	ед.зн
Амфибол	р.зн.		2846	ед.зн.	
Эпидот	ед.зн			р.зн.	
Хлорит		ед.зн		ед.зн	
Биотит	р.зн.	р.зн.	р.зн.	34	р.зн.
Сфен	р.зн.		ед.зн		
Лейкоксен	160	30	656		ед.зн
Халькопирит	р.зн.		1009	585	3358
Ковеллин				зн.	
Сфалерит			59		р.зн
Галенит	р.зн.	р.зн.		ед.зн	
Апатит	65	10	83	ед.зн.	ед.зн
Карбонат	ед.зн.		58	ед.зн	110081
Барит	526	49	р.зн.	481	7182
Ярозит				зн.	

Примечание. 1-3 – микроклиниты-1 по пуласкитам (Пр. 4611/3, 5513) и эгириновым сиенитам (Пр. 6504); 4 – серицитолит (Пр. 4653); 5 – микроклинит-2 (Пр. С-6/23,8). Минералогический анализ тяжелой фракции протолочек выполнен в ЦКЛ ПГО «Уралгеология», руководитель Г. Ф. Зарипова.

Все разновидности серицит-микроклиновых метасоматитов рябиновского комплекса в сравнении с эдуктами (пуласкитами, сиенит-пегматитами, псевдолейцитовыми сиенит-порфирами) характеризуются более высокими концентрациями оксида калия и низкими содержаниями оксида натрия (Таблица 2.9). Геохимическая специализация серицит-микроклиновых метасоматитов в этом комплексе смешанная литохалькофильная, что определяет повышенную концентрацию в них серебра, золота, меди, молибдена, свинца, лития (Таблица 2.13).

Таблица 2.13

Геохимическая характеристика (10^{-3} %) исходных пород и серицит-микроклиновых метасоматитов Центрально-Алданской провинции

Элементы	1 (37)	2 (37)	3 (43)	4 (48)	5 (57)	6 (49)	7 (43)	8 (8)	9 (16)
Литофилы									
Молибден	0,13	1,76	0,80	0,76	2,07	25,48	0,98	0,02	0,25
Барий	198,38	220,89	34,27	54,38	79,12	102,14	119,77	123,0	141,0
Стронций			10,85	11,15	12,19	10,10	12,91	20,0	32,0
Олово	0,65	0,33	0,26	0,27	0,29	0,60	0,54	0,2	0,15
Литий	-	4,00	4,16	4,20	4,10	6,31	5,6	2,6	1,8
Халькофилы									
Медь	5,20	13,19	5,21	5,58	6,21	9,18	30,98	6,0	18,0
Цинк	5,38	4,75	4,43	3,86	3,53	5,24	5,09	2,9	12,0
Свинец	7,60	15,13	9,54	12,11	12,68	16,80	10,21	2,8	7,5
Серебро	0,05	0,46	0,17	0,26	0,19	0,22	0,52	0,09	0,12
Сидерофилы									
Марганец	78,65	99,40	7,78	7,33	7,96	17,79	18,46	61,0	87,1
Никель	0,87	0,53	0,68	0,65	0,60	1,54	1,47	0,60	0,81
Кобальт	0,68	0,21	0,19	0,19	0,19	0,17	0,19	0,05	0,43
Ванадий	30,19	9,59	14,34	15,98	14,53	39,22	17,00	10,6	11,1
Титан	321,89	250,88	112,99	151,25	153,51	262,12	190,97	160,0	113,0
Хром	3,18	2,63	1,71	1,90	1,96	2,09	2,17	2,3	3,0
(Pb×Zn)/(Cu×Mo)	60,10	3,10	10,13	11,02	3,48	0,38	1,71	67,7	20,0

Окончание таблицы 2.13

Элементы	10 (16)	11 (18)	12 (13)	13 (33)	14 (22)	15 (53)	16 (7)	17 (7)
Литофилы								
Молибден	1,0	2,0	0,48	0,23	1,69	0,40	0,39	0,52
Барий	101,0	53,0	54,0	116,51	72,04	155,66	65,00	50,71
Стронций	44,0	44,0	33,0	31,46	19,00	16,79	15,00	14,63
Олово	0,28	0,32	1,1	0,36	0,39	0,53	0,41	0,65
Литий	4,8	11,4	5,4	2,78	2,57	2,00	4,25	4,29
Халькофилы								
Медь	9,8	11,0	10,3	5,91	7,32	12,19	9,14	6,76
Цинк	1,7	5,0	4,2	3,99	3,35	3,40	3,43	6,85
Свинец	6,8	77,9	7,5	2,76	4,63	3,71	25,27	7,71
Серебро	0,18	0,4	0,15	0,04	0,10	0,10	0,06	0,62
Сидерофилы								
Марганец	6,63	57,4	49,2	88,79	30,27	56,38	15,50	77,29
Никель	1,2	0,40	0,39	0,82	0,84	0,67	0,60	0,61
Кобальт	0,05	0,08	0,05	0,60	0,46	0,22	0,31	0,31
Ванадий	17,2	11,0	8,4	15,68	17,93	32,39	31,44	46,86
Титан	80,6	151,0	71,0	189,12	189,27	182,26	130,0	192,86
Хром	2,3	3,5	0,31	8,77	9,14	7,42	5,14	3,29
(Pb×Zn)/(Cu×Mo)	1,18	17,7	6,38	8,1	1,25	2,69	24,35	15,05

Примечание. 1-7 – рябиновский комплекс (1 – щелочной сиенит, 2 – микроклинит-1, 3 – слабо серицитизированный микроклинит, 4 – средне серицитизированный микроклинит, 5 – сильно серицитизированный микроклинит, 6 – серицитолит, 7 – микроклинит-2) [46, 81]; 8-12 – якутский комплекс (8 – пуласит, 9 – микроклинит-1, 10 – серицитизированный микроклинит, 11 – серицитолит, 12 – микроклинит-2) [46]; 13-17 – ыльмахский комплекс (13 – щелочной сиенит, 14 – микроклинит-1, 15 – серицитизированный микроклинит, 16 – серицитолит, 17 – микроклинит-2) [255]. В скобках приведено количество проб.

Они также выделяются в сопоставлении с исходными щелочными сиенитами более низкими значениями полиметаллического индекса $(Pb \times Zn)/(Cu \times Mo)$, величина которого закономерно уменьшается в стадию кислотного выщелачивания в направлении от внешних и промежуточных зон метасоматической колонки, сложенных слабо (10-20 %)- и средне (20-40 %) серицитизированными микроклинитами, распространенными по данным проведенного автором картирования [46, 48] в восточной части рябиновского комплекса (Рисунок 2.10) на надрудном уровне (900-1000 м), за пределами зон развития поздних микроклинитов, до внутренних зон, вмещающих на рудном уровне тела серицитолитов среди сильно (40-60 %) серицитизированных микроклинитов (Таблица 2.13).

Дифференциация рудных компонентов в зависимости от их кислотно-основных свойств выразилась в предпочтительном концентрировании меди и серебра в микроклинитах-2 и в меньшей степени - в микроклинитах-1, а молибдена – в серицитолитах (Рисунок 2.14). В процессе микроклинизации и серицитизации щелочных сиенитов сидерофильные элементы (хром, ванадий, кобальт, титан, марганец) в различной степени деконцентрируются (Таблица 2.13), происходит также вынос литофильных элементов - бария, стронция, олова [48, 49]. Для пород щелочно-сиенитовой серии (щелочных пироксенитов, шонкинитов, эгириновых сиенитов), распространенных в пределах рябиновского комплекса, характерны деплетированные кривые фракционирования редких и редкоземельных элементов [189]. Эти породы обогащены несовместимыми элементами, в том числе цирконием и редкими землями, выделяются низкими концентрациями тантала и ниобия, а также высокими отношениями Th/Yb при низких отношениях Ta/Yb (Таблица 2.14). Геохимические особенности рассмотренных калиевых щелочных пород, а также первичные отношения в них изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70499-0,70578$) свидетельствуют о мантийном источнике их вещества, обогащенном в мезозойское время веществом субдущированной коры [189]. Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябинового массива в сравнении с эдуктами выделяются также более низкими концентрациями тория, урана, лантана, иттербия (Таблицы 2.14, 2.15), низкими отношениями La/Yb и Th/U [144].

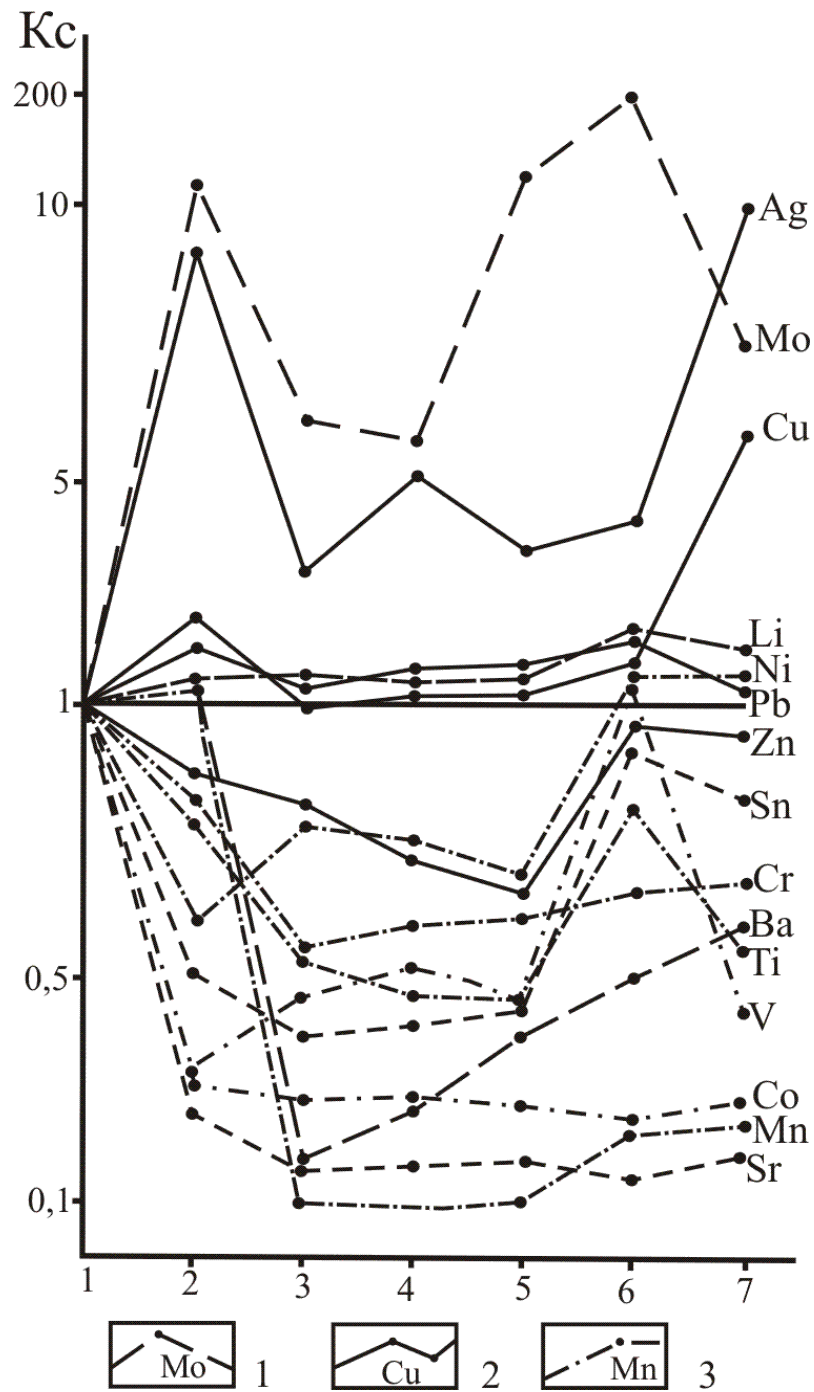


Рис. 2.14. Диаграмма привноса-выноса литофильных (1), халькофильных (2) и сидерофильных (3) элементов при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по щелочным сиенитам рябиновского комплекса [48]:

1 – щелочные сиениты ($n=37$); 2 – микроклинит-1 ($n=37$), 3 – слабо серицитизированный микроклинит ($n=43$), 4 – средне серицитизированный микроклинит ($n=48$), 5 – сильно серицитизированный микроклинит ($n=57$), 6 – серицитолит ($n=49$), 7 – микроклинит-2 ($n=43$). В скобках приведено количество проб

Таблица 2.14

Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т)
и их индикаторные отношения в интрузивных породах
рябиновского щелочного комплекса [189]

Элементы и их отношения	1	2	3
Ta	0,1	0,3	0,8
Hf	1,1	3,5	3,1
Th	2,8	7,4	7,0
U		2,3	1,7
Y	21	30	19
Zr	84	126	124
Nb	4	2	2
La	18,7	32,6	28,2
Ce	33,8	57,5	51,0
Nd	18	29	23
Sm	3,8	6,2	3,9
Eu	1,3	1,9	1,3
Tb	0,4	0,8	0,6
Yb	0,9	1,6	2,0
Lu	0,15	0,26	0,26
La/Yb	21	20	14
Th/La	0,2	0,2	0,2
Sm/Nd	0,21	0,21	0,17
Th/Yb	3,1	4,6	3,5
Ta/Yb	0,1	0,2	0,2

Примечание. 1 – щелочной пироксенит, 2 – шонкинит, 3 – эгириновый сиенит.

Таблица 2.15

Среднее содержание (г/т) некоторых благородных, радиоактивных
и редкоземельных элементов в исходных щелочных сиенитах и серицит-
микроклиновых метасоматитах рябиновского комплекса [144]

Элементы	1 (10)	2 (8)	3 (20)	4 (15)
Золото	0,002	0,008	0,03	0,05
Уран	2,5	3,5	1,5	1,0
Торий	5,0	3,7	1,2	1,3
Лантан	31,0	37,0	3,4	3,9
Иттербий	1,3	1,8	0,43	0,86

Примечание. 1- эгириновые сиениты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – серицитизированные микро-
клиниты, 4 – серицитолиты. В скобках приведено количество проб.

Серицит-микроклиновые метасоматиты рябиновского комплекса отчетливо отличаются от исходных щелочных сиенитов по физическим свойствам (плотностным, магнитным, электрическим) (Таблицы 2.16, 2.17).

Таблица 2.16

Плотностные свойства исходных пород и серицит-микроклиновых метасоматитов щелочных комплексов Центрально-Алданской провинции [46, 55, 58, 113]

Комп-лекс	Типы пород	Кол-во проб	Плотность, г/см ³		Пористость, %	
			объемная	минералогическая	общая	открытая
Рябиновский	Щелочные сиениты	6	2,56	2,68	4,67	3,22
	Микроклиниты-1	3	2,51	2,68	6,47	3,77
	Серицитизированные микроклиниты	8	2,44	2,66	8,53	5,16
	Серицитолиты	3	2,47	2,73	9,50	6,9
	Микроклиниты-2	2	2,31	2,66	13,0	9,4
Якутский	Щелочные сиениты	5	2,52	2,64	4,7	2,68
	Микроклиниты-1	5	2,49	2,69	7,52	5,52
	Серицитизированные микроклиниты	10	2,36	2,63	9,20	7,54
	Серицитолиты	2	2,31	2,70	14,4	11,15
	Микроклиниты-2	2	2,36	2,64	10,8	9,1
Ыльмакский	Щелочные сиениты	8	2,57	2,67	3,80	1,18
	Микроклиниты-1	7	2,40	2,62	8,59	2,46
	Серицитизированные микроклиниты	16	2,37	2,65	10,23	2,81
	Серицитолиты	4	2,46	2,70	8,61	2,21
	Микроклиниты-2	7	2,39	2,66	9,92	2,74
	Псевдолейцитовые порфиры	2	2,56	2,67	4,13	0,92
	Эпилейцитовые порфиры	12	2,46	2,65	7,36	1,95
Томмотский	Щелочные сиениты	1	2,49	2,60	4,23	1,46
	Микроклиниты-1	1	2,40	2,61	8,05	2,17
	Серицитизированные микроклиниты	1	2,30	2,63	13,38	4,11
	Микроклиниты-2	1	2,39	2,70	11,48	2,78
Мрачный	Щелочные граносиениты	1	2,49	2,61	4,60	-
	Микроклиниты-1	1	2,28	2,63	13,31	-
	Серицитизированные микроклиниты	1	2,35	2,58	8,91	-
	Микроклиниты-2	1	2,31	2,61	11,49	-

Магнитные и электрические свойства щелочных сиенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов Рябинового массива [272]

Название пород	Количество проб	Магнитная восприимчивость χ , 10^{-6} ед СГС	Коэффициент поляризуемости η , %
Щелочные сиениты	169	346,10	4,98
Микроклиниты -1	97	23,96	2,20
Серицитизированные микроклиниты	220	32,71	2,83
Серицитолиты	79	5,30	2,67
Микроклиниты - 2	60	27,20	2,39

Они характеризуются в сопоставлении с эдуктом пониженной объемной плотностью, повышенной общей пористостью, меньшими значениями магнитной восприимчивости и коэффициента поляризуемости. Среди рассматриваемых метасоматических пород наиболее низкой объемной плотностью и высокой открытой пористостью выделяются поздние микроклиниты-2 и серицитолиты, содержащие золотопорфировое оруденение и вкрапленную молибденовую минерализацию.

На менее эродированном Якокутском массиве процессы водородно-калиевого метасоматизма проявились как в интрузивных щелочных породах (пуласситах, пегматоидных сиенитах), так и в породах вулканогенной кровли (псевдолейцитовых порфирах, ортоклазовых базальтах) [48, 81, 244]. Среди щелочных сиенитов якокутского комплекса тел сиенит-пегматитов, характерных для Рябинового массива, не установлено. На отдельных его участках (Пионерском, Щелочном) развиты более крупнозернистые эгириновые сиениты пегматоидной структуры с размером зерен калиевого полевого шпата до 2-3 см.

В пределах якокутского комплекса серицит-микроклиновые метасоматиты образовали небольшие тела площадью десятые доли км² (участки Пионерский, Черничный, Ефим, Щелочной, Лагерный) (Рисунок 1.3). При проведении на массиве поисковых работ, сопровождавшихся проходкой канав и бурением скважин, микроклинитизированные и серицитизированные породы прослежены в интервале абсолютных отметок от +1100 м (участок Щелочной) до +660 м (участок Пионер-

ский) [15]. В раннюю щелочную стадию в колонках по пуласкитам, пегматоидным сиенитам, псевдолейцитовым порфирам и базальтам комплекса сформировались микроклинизированные породы (Таблица 2.9). Следует отметить, что процессы псевдоморфной микроклинизации в щелочных породах якокутского комплекса протекали менее интенсивно, чем на эталонном Рябиновом массиве [46]. Так, в результате проведенного на участке Лагерном картирования метасоматитов ранней щелочной стадии в масштабе 1: 5000 установлено развитие в его пределах примерно равных по площади зон сильной (более 60 %), умеренной (30-60 %) и слабой (менее 30 %) микроклинизации среди исходных псевдолейцитовых порфиров [48]. Изменение химического состава при псевдоморфной микроклинизации пуласкитов якокутского комплекса выразилось в привносе ионов калия, трехвалентного железа, выносе ионов натрия, кальция, алюминия, кремния и увеличении общей основности пород (Рисунок 2.15) при отрицательном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Таблица 2.10). Формирование микроклинитов-1 по пегматоидным сиенитам Якокутского массива также проходило в условиях выноса из зоны реакции ионов натрия, кремния при интенсивном привносе ионов водорода (Рисунок 2.16). При микроклинизации в раннюю щелочную стадию пород вулканогенной кровли на участке Лагерном по псевдолейцитовым порфирам образовались доломит-микроклиновые метасоматиты, а по псевдолейцитовым базальтам – биотит-микроклиновые метасоматиты (Таблица 2.9). Преобразование псевдолейцитовых порфиров в эту стадию сопровождалось привносом в элементарный объем породы ионов калия, алюминия, водорода, углерода, выносом ионов натрия, кальция, магния, железа (Таблица 2.10).

В стадию кислотного выщелачивания на Якокутском массиве господствовали процессы серицитизации, в результате которых на разных участках (Щелочной, Пионерский, Ефим, Черничный) сформировались серицитизированные микроклиниты по щелочным сиенитам, содержащие в более проницаемых зонах небольшие тела серицитолитов мощностью до одного метра. Кроме того, в эту стадию в породах вулканогенной кровли образовались эпидейцитовые порфиры и базальты (Таблица 2.9).

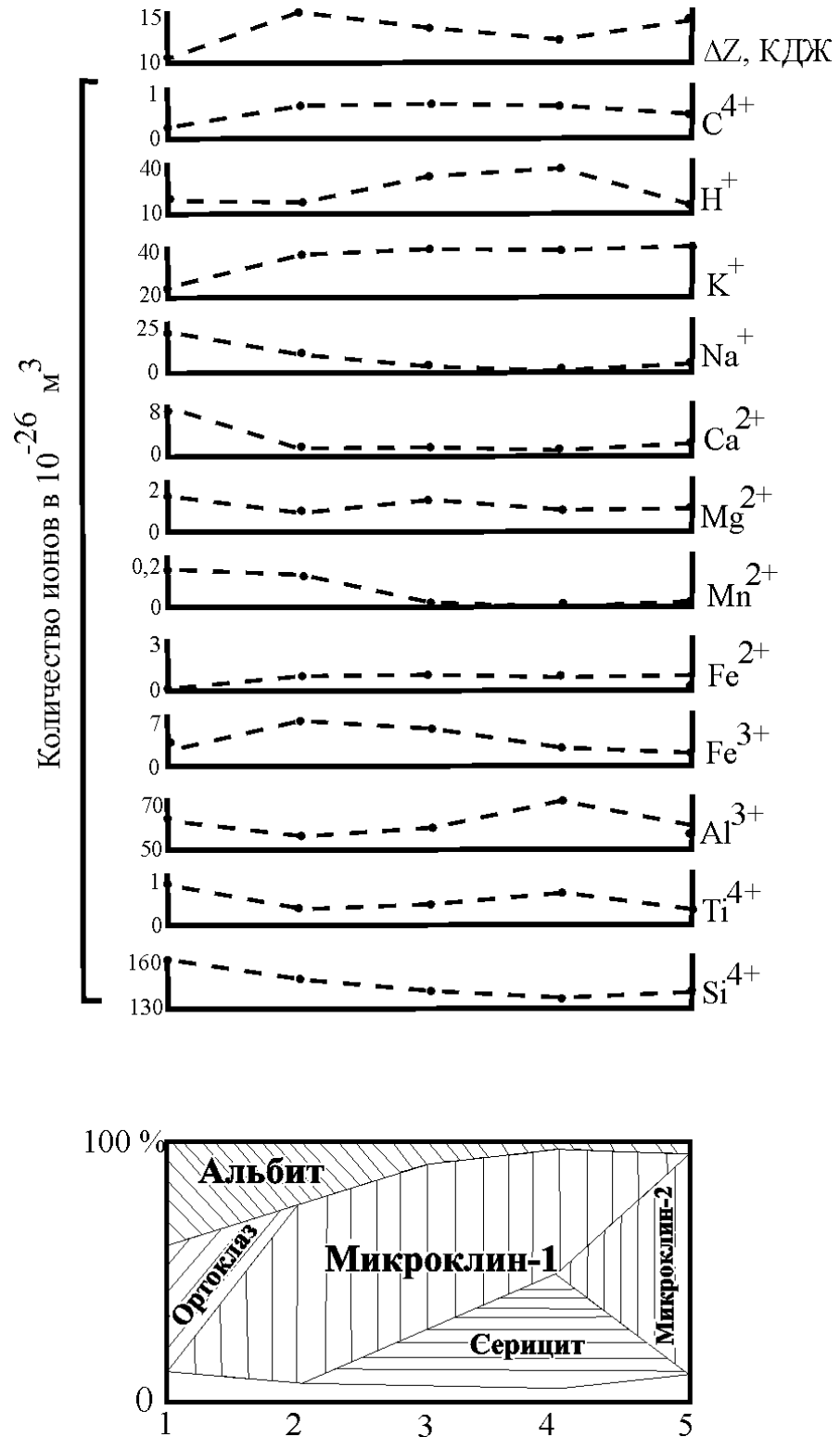


Рис. 2.15. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по пуласкитам якогутского комплекса: 1 – пуласкит; 2 – апопуласкитовый микроклинит-1; 3 – серицитизированный микроклинит; 4 – серицитолит; 5 – микроклинит-2

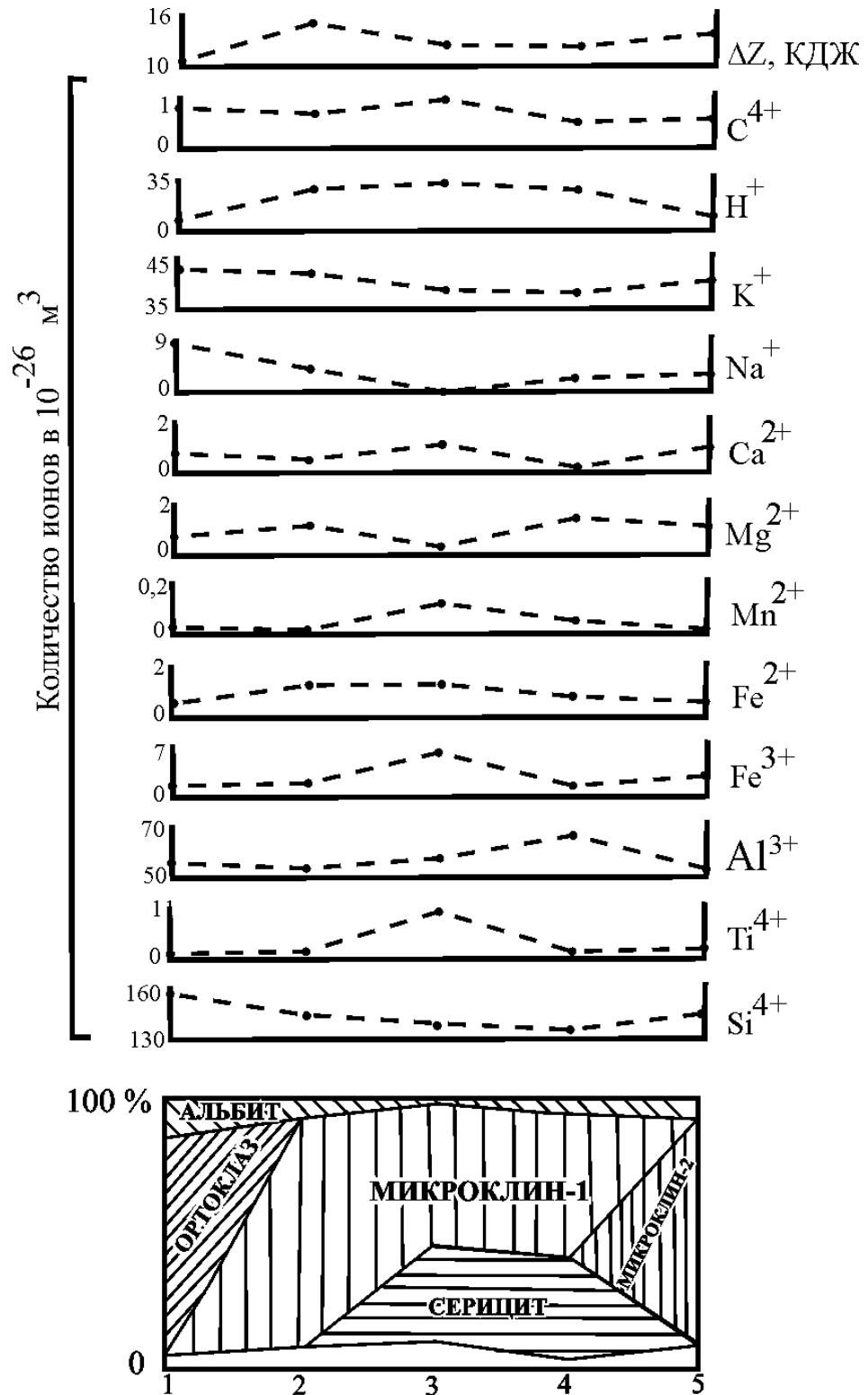


Рис. 2.16. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по пегматоидным сиенитам якутского комплекса:

1 – пегматоидный сиенит; 2 – микроклинит-1; 3 – серицитизированный микроклинит; 4 – серицитолит; 5 – микроклинит-2

Агрегаты серицита из гнезд в серицитизированных микроклинитах и тел серицитолитов выделяются более мелкозернистой структурой в сравнении с микроклинитизированными пуласкитами [46]. Картирование метасоматитов кислотной стадии на участке Лагерном показало, что процесс серицитизации пород здесь проявился на большей площади, чем ранняя микроклинитизация псевдолейцитовых порфиров. Наибольшее площадное развитие здесь имеют слабо серицитизированные (10-20 %) микроклиниты, содержащие участки средне серицитизированных (20-40 %) пород, среди которых размещаются небольшие зоны сильной серицитизации (40-60 %) [48]. Развитие серицитизированных микроклинитов и серицитолитов в колонках по пуласкитам и пегматоидным сиенитам проходило в условиях привноса в зону реакции ионов алюминия, выноса ионов кремния и уменьшения общей основности пород (Рисунки 2.15, 2.16). Формирование эпилейцитовых порфиров также сопровождалось привносом ионов алюминия, дальнейшим выносом ионов кальция, магния, железа при отрицательном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Таблица 2.10). В позднюю щелочную стадию в измененных сиенитах Якокутского массива сформировались мелкозернистые микроклиниты-2, которые образовали жилы, прожилки и гнезда в зонах развития серицитизированных микроклинитов и серицитолитов. В сравнении с метасоматитами предыдущих стадий поздние микроклиниты имеют значительно меньшее площадное распространение. Они характеризуются также, как и серицитолиты, высокими значениями поверхностной энергии и энергии порообразования в сопоставлении с другими типами серицит-микроклиновых метасоматитов (Рисунок 2.5). Изменение химического состава при формировании этих метасоматитов в колонках по пуласкитам и пегматоидным сиенитам заключается в привносе ионов калия, кремния, выносе ионов алюминия, водорода, увеличении общей основности пород (Рисунки 2.15, 2.16).

Серицит-микроклиновые метасоматиты Якокутского массива характеризуются смешанной лито-халькофильной геохимической специализацией, повышенной концентрацией в них в сравнении с исходными щелочными сиенитами молибдена, олова, лития, цинка, свинца и серебра (Рисунок 2.17). Они отличаются

от серицит-микроклиновых метасоматитов более эродированного Рябинового массива более высокими значениями полиметаллического индекса $(Pb \times Zn) / (Cu \times Mo)$ (Таблица 2.13).

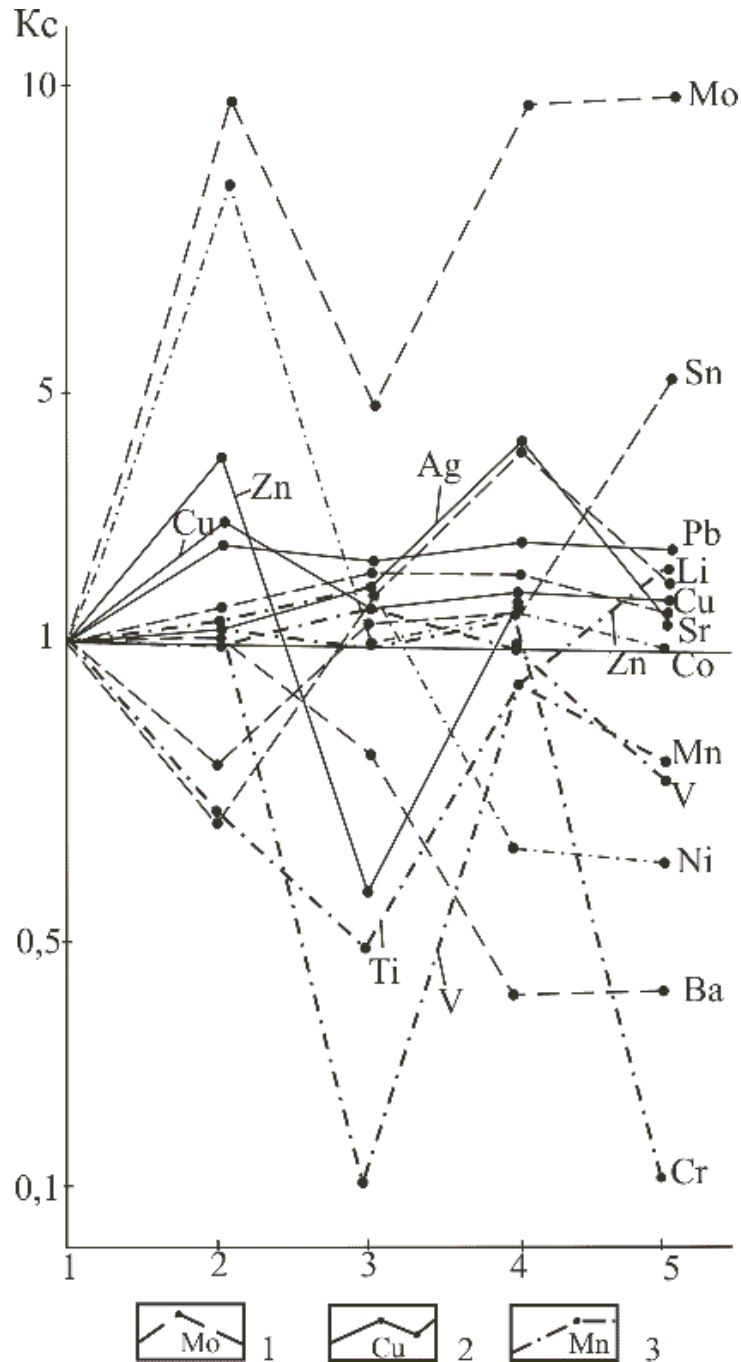


Рис. 2.17. Диаграмма привноса-выноса литофильных (1), халькофильных (2) и сидерофильных (3) элементов при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по пуласкитам якокутского комплекса:

1 – пуласкиты ($n=8$); 2 – микроклиниты-1 ($n=16$); 3 – серицитизированные микроклиниты ($n=16$); 4 – серицитолиты ($n=18$); 5 – микроклиниты-2 ($n=13$). В скобках приведено количество проб

Большая часть сидерофильных элементов (марганец, никель, ванадий, титан, хром) в процессе микроклинизации и серицитизации щелочных сиенитов якутского комплекса деконцентрируется. Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябинового и Якутского массивов близки между собой по плотностным свойствам (Таблица 2.16). Все типы серицит-микроклиновых метасоматитов якутского комплекса отличаются от эдуктов меньшей объемной плотностью, более высокими значениями общей и открытой пористости.

В пределах Ыллымахского щелочного массива серицит-микроклиновые метасоматиты сформировали несколько крупных штоков площадью до 3,7 км² среди нефелиновых и щелочных сиенитов и псевдолейцитовых порфиров (Рисунок 1.4). Ыллымахский щелочной массив характеризуется малым эрозионным срезом, что подтверждается геоморфологическими построениями и широким развитием в массиве пород эффузивной кровли [17, 198]. По соотношению высоты вулканических построек с их площадью возможная высота Ыллымахского палеовулкана составляла 1,2 км [113], а глубина формирования по эффузивным и интрузивным щелочным породам серицит-микроклиновых метасоматитов от дневной палеоповерхности варьировала от 1,0 до 1,6 км. На глубину они прослежены при проведении поисковых работ, сопровождавшихся проходкой канав и скважин колонкового бурения, в интервале абсолютных отметок 1300- 937 м [14]. Процессы ранней микроклинизации в ыллымахском комплексе проходили, как и на эталонном Рябиновом массиве [48, 61], псевдоморфно без существенного изменения текстуры и структуры исходных щелочных сиенитов. Микроклиниты-1 характеризуются средне- и крупнозернистой структурой, неоднородной по размеру зерен, что выражается высокими значениями относительной энтропии (Рисунок 2.18). Изменения значений поверхностной энергии и энергии порообразования вследствие псевдоморфного характера ранней микроклинизации щелочных сиенитов ыллымахского комплекса не происходит (Рисунок 2.5). В щелочных сиенитах были определены показатели преломления ортоклаза: $n_g = 1,523-1,524$, $n_p = 1,517-1,518$, $n_g - n_p = 0,006$. В отличие от него микроклин-1 характеризуется следующими показателями преломления: $n_g = 1,522$, $n_p = 1,515-1,516$, $n_g - n_p =$

0,006-0,007. Параметры кристаллической решетки ортоклазов из щелочных сиенитов и микроклинов из серицит-микроклиновых метасоматитов приведены в таблице 2.18. Микроклин-1 из измененных сиенитов Ыллымахского комплекса по степени триклинности, определенной по Гольдшмиту и Маккензи, близок с ранним микроклином из метасоматитов Рябинового массива (рисунок 2.2), состав его также колеблется от промежуточного до максимального микроклина. Микроклинизация ортоклаза из щелочных сиенитов сопровождалась некоторым увеличением кристаллической решетки, в основном за счет увеличения параметра «b» (Таблица 2.18).

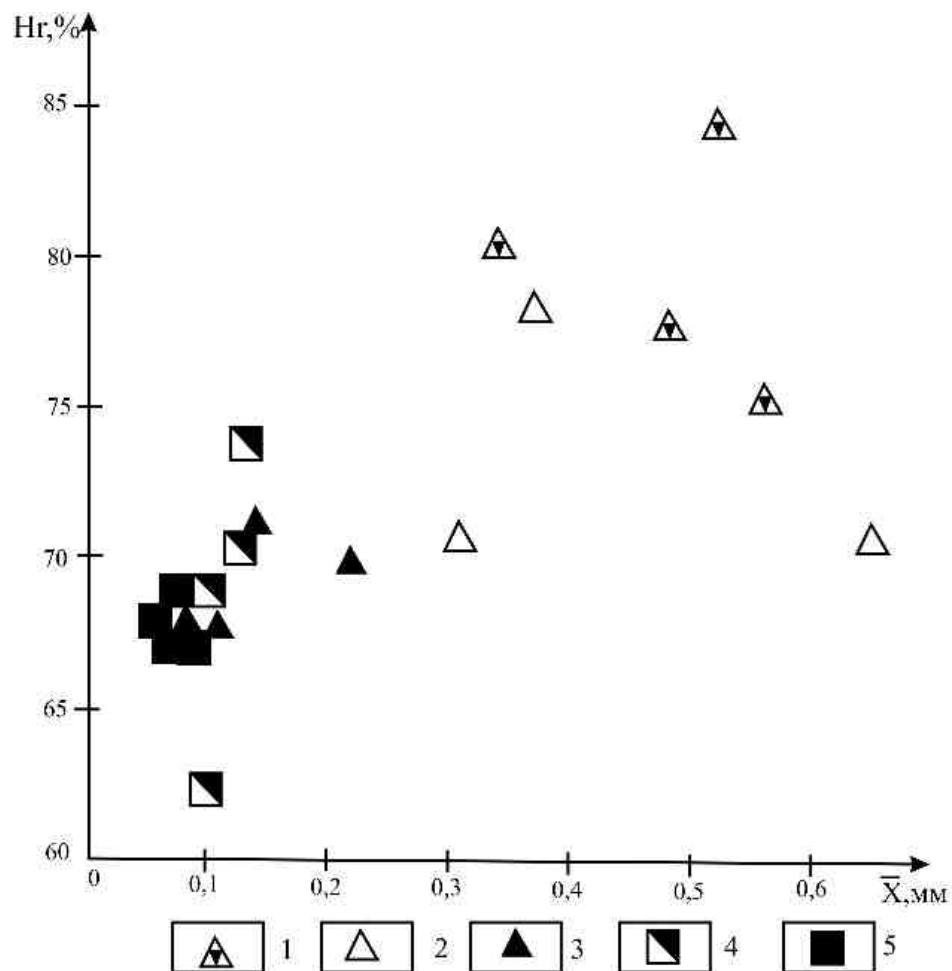


Рис. 2.18. Диаграмма зависимости между средним размером зерен калиевых полевых шпатов и серицитов и их относительной энтропией в пуласкитах и серицит-микроклиновых метасоматитах Ыллымахского комплекса:

1 – ортоклаз из пуласкитов; 2 – микроклин-1 из ранних микроклинитов; 3 – микроклин-2 из поздних микроклинитов; 4 – серицит из интенсивно серицитизированных микроклинитов; 5 – серицит из апопуласкитовых серицитолитов

Таблица 2.18

Параметры элементарной ячейки ортоклазов и микроклинов из щелочных сиенитов (1-6), серицит-микроклиновых метасоматитов (7-12) и кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов (13-14) Ыллымахского массива [113]

п/п	№ проб	a	b	c	α	β	γ	Степень триклинности (Δ P)	
								по Гольдшмитцу	по Маккензи
		ангстремы			градусы				
1	15527	8,58	12,93	7,21	89,61	115,15	90,48	-	-
2	15557	8,60	12,86	7,21	89,40	115,34	89,82	-	-
3	15610	8,59	12,90	7,20	89,82	115,08	89,89	-	-
4	15614/5	8,57	12,89	7,20	89,63	115,13	89,97	-	-
5	15619	8,58	12,82	7,20	89,31	115,28	89,69	-	-
6	18130/4	8,58	12,87	7,20	89,67	115,37	89,56	-	-
7	15453	8,61	12,95	7,21	90,49	116,96	88,02	0,725	-
8	15453/1	8,62	13,17	7,22	92,18	116,58	87,36	0,812	-
9	15468	8,58	13,09	7,21	91,44	116,06	88,65	0,624	0,625
10	15480	8,56	13,12	7,22	91,23	115,89	88,98	0,625	0,686
11	18104	8,59	13,08	7,21	90,84	116,13	88,90	0,630	0,820
12	15467	8,58	13,09	7,21	91,18	116,27	88,85	0,575	0,624
13	15452/1	8,59	13,05	7,22	91,12	116,34	88,34	0,800	0,811
14	18165	8,61	13,16	7,23	91,97	116,36	87,78	0,825	0,912

Примечание. 1-5 – ортоклазы; 7-11 – микроклины-1; 12 – микроклин-2; 13-14 – микроклины-3.

Проведенное в масштабе 1:10000 картирование серицит-микроклиновых метасоматитов Ыллымахского массива показало, что процессы ранней микроклинизации в пуласкитах, пегматоидных щелочных сиенитах и псевдолейцитовых порфирах проявились слабее в связи с небольшим эрозионным срезом массива, чем на эталонном Рябиновом массиве. Здесь преимущественное распространение получили слабо микроклинизированные породы, включающие небольшие по площади зоны умеренной и сильной микроклинизации (Рисунок 2.19). Это подтверждается и метасоматической зональностью, установленной на площади детальных работ (200×200 м) на участке «Хрустальном», выделенном в пределах северного штока «мусковитизированных» сиенитов Ыллымахского комплекса (Рисунок 1.4), где преобладают средне микроклинизированные сиениты с участками сильной микроклинизации [250, 255].

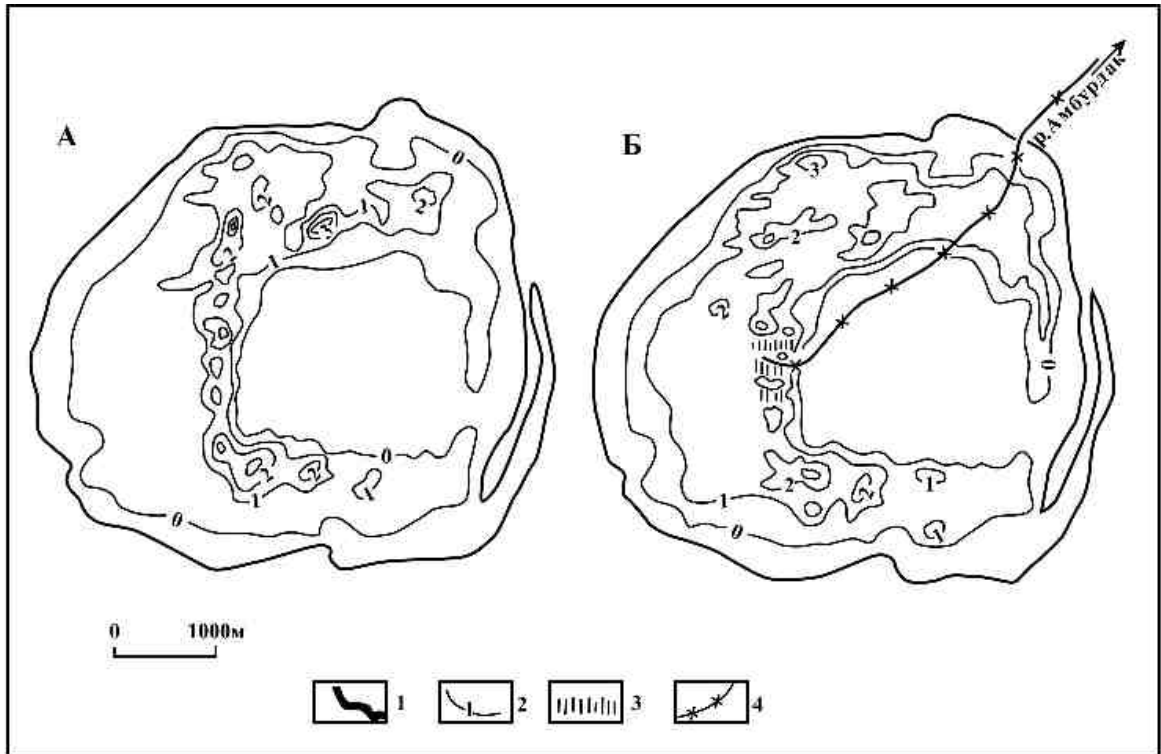


Рис. 2.19. Схема концентрационной метасоматической зональности ранней щелочной стадии (микроклинизации) (А), стадии кислотного выщелачивания (серицитизации) и поздней щелочной стадии (Б) Ыллымахского щелочного массива [250]:

1 – внешний контур массива; 2 – изолинии, отражающие степень метасоматических изменений пород: 0 – неизменные сиениты; 1 – слабая степень изменений (новообразованного минерала 10 %); 2 – средняя степень изменений (то же 30 %); 3 – сильная степень (то же 50 %); 3 – главные зоны проявления метасоматитов поздней щелочной стадии (микроклинитов-2); 4 – промышленная россыпь золота по р. Амбурдак

В розовых микроклинизированных сиенитах массива в прозрачных шлифах отмечается сильная пелитизация зерен полевых шпатов, в отдельных шлифах видна слабо выраженная микроклиновое решетка [17]. Изменение химического состава при микроклинизации пуласкитов, пегматоидных сиенитов и псевдолейцитовых порфиров ыллымахского комплекса выразилось в привносе в зону реакции ионов калия, водорода, выносе ионов натрия, алюминия, кремния, возрастании общей основности пород при отрицательном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Рисунки 2.20, 2.21, таблица 2.10).

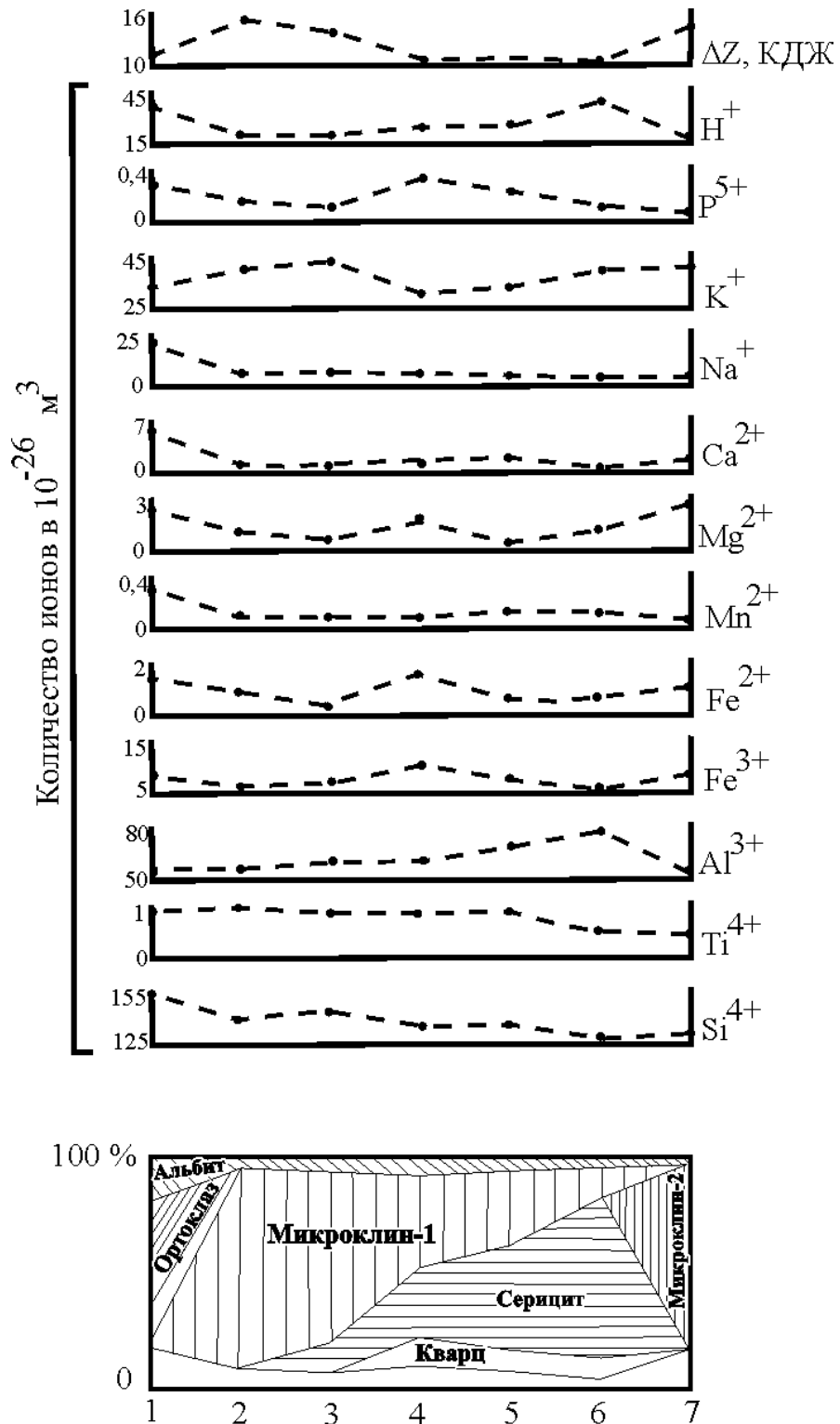


Рис. 2.20. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по пуласкитам Ыллымахского комплекса:

1 – пуласкит; 2 – апопуласкитовый микроклинит-1; 3 – слабо серицитизированный микроклинит; 4 – средне серицитизированный микроклинит; 5 – сильно серицитизированный микроклинит; 6 – серицитолит; 7 – микроклинит-2

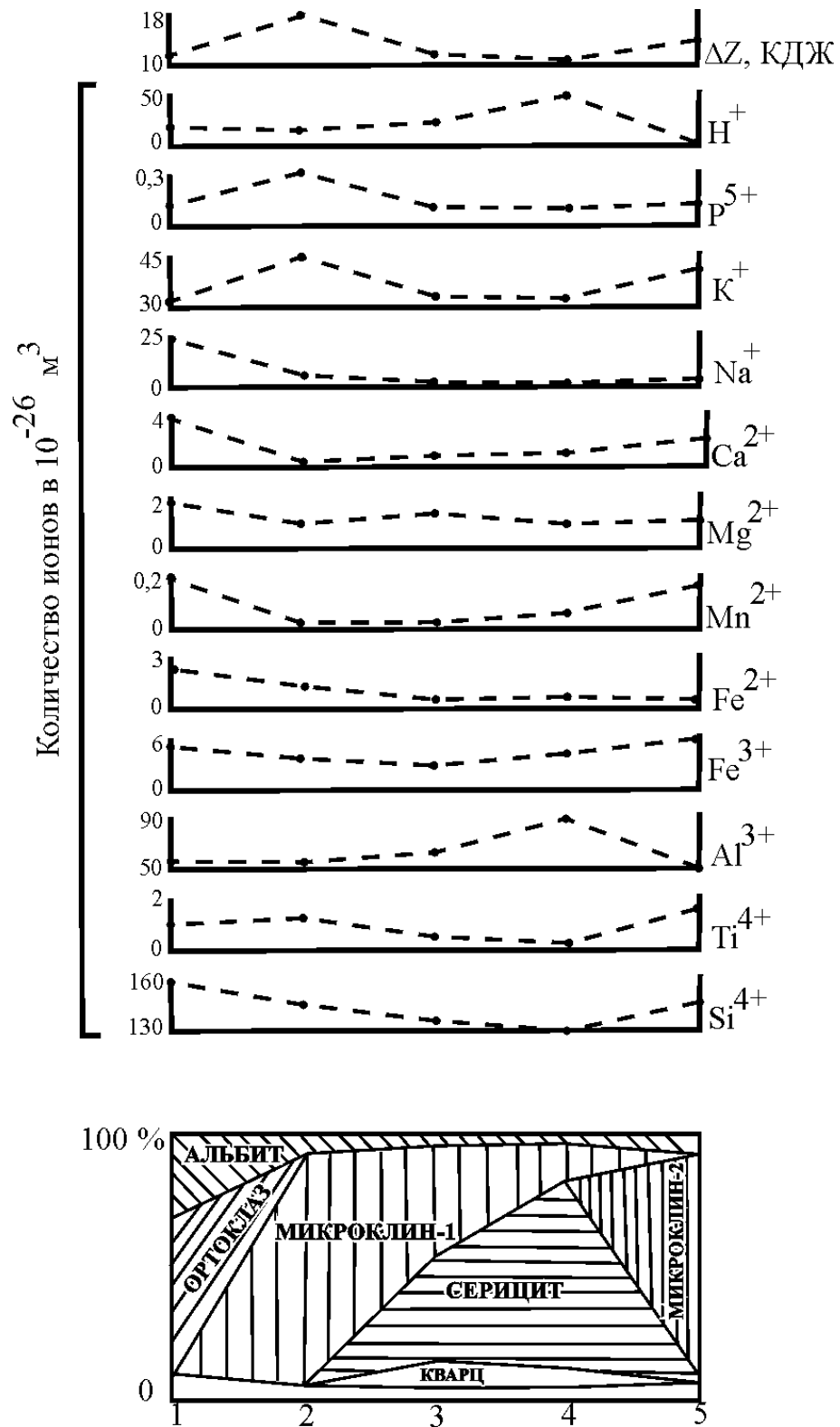


Рис. 2.21. Изменение минерального состава, содержания петрогенных компонентов и общей основности пород (ΔZ) при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по пегматоидным сиенитам Ыллымахского комплекса:

1 – пегматоидный сиенит; 2 – микроклинит-1; 3 – серицитизированный микроклинит; 4 – серицитолит; 5 – микроклинит-2

В стадию кислотного выщелачивания в обстановке повышенной активности ионов водорода в гидротермальных растворах микроклинизированные сиениты и псевдолейцитовые порфиры замещались агрегатом серицита. Дальнейшее развитие процесса привело к образованию небольших линз и прослоев серицитоцитов мощностью до 1 м среди серицитизированных микроклинитов. Слюда из серицитизированных микроклинитов светло-зеленая ($n_g = 1,612$, $n_p = 1,563$), по химическому составу соответствует железистому серициту (Таблица 2.11). Слюда из серицитоцитов белого цвета, её показатели преломления: $n_g = 1,608$, $n_p = 1,563$. В результате картирования в пределах Ыллымахского массива метасоматитов кислотной стадии было установлено, что они развиты на большей площади, чем ранние микроклиниты. Метасоматическая зональность этой стадии выражается в преимущественном площадном распространении слабо серицитизированных (10-20%) микроклинитов, вмещающих на перспективных участках небольшие зоны средне (20-40 %)- и сильно (40-60 %) серицитизированных пород (Рисунок 2.19). В сравнении с микроклинитами-1 агрегаты слюды из серицитизированных микроклинитов и серицитоцитов отличаются более мелкозернистой и однородной структурой (Рисунок 2.18), более пористой текстурой, более высокими значениями поверхностной энергии и энергии порообразования (Рисунок 2.5). Формирование серицитизированных микроклинитов и серицитоцитов в колонках по пуласкитам и пегматоидным сиенитам Ыллымахского комплекса сопровождалось привнесением в элементарный объем пород ионов калия, алюминия, выносом ионов кремния, уменьшением основности пород (Рисунки 2.20, 2.21). А при образовании эпидейцитовых порфиритов в зону реакции привносились ионы калия, кремния, выносились ионы натрия, кальция, магния (Таблица 2.10).

В позднюю щелочную стадию микроклинизированные и серицитизированные породы массива замещались агрегатом бледно-розового нерешетчатого микроклина-2, образовавшего гнезда, жилы и прожилки. На участке Хрустальном на площади детальных работ (200×200 м) поздние микроклиниты закартированы в субпараллельных зонах, предположительно полого падающих на север [250, 252]. Микроклин-2 ($n_g=1,522$, $n_p=1,516$) соответствует по степени триклинности (Таб-

лица 2.18) промежуточному микроклину и отличается меньшей степенью упорядоченности кристаллической решетки в сравнении с поздним микроклином из серицит-микроклиновых метасоматитов рябиновского комплекса (Рисунок 2.2).

В сопоставлении с микроклинизированными сиенитами для микроклинитов-2 свойственны более мелкозернистая и однородная структура (Рисунок 2.18), более пористая текстура, повышенные значения поверхностной энергии и энергии порообразования (Рисунок 2.5). Развитие поздних микроклинитов характеризовалось небольшим привнесением ионов калия, железа, кремния, выносом ионов водорода, алюминия, повышением основности пород при отрицательном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Рисунки 2.20, 2.21, таблица 2.10). Относительный геологический возраст серицит-микроклиновых метасоматитов Ыллымахского массива определяется по соотношению их с эгириновыми гранитами, шток которых прорывает измененные мусковитизированные сиениты и содержит их ксенолиты [17]. Геохимическая специализация серицит-микроклиновых метасоматитов Ыллымахского комплекса смешанная лито-халькофильная, в них установлены в сравнении с эдуктом повышенные концентрации молибдена, свинца, серебра (Рисунок 2.22). По своим геохимическим особенностям, величине полиметаллического индекса они сходны с серицит-микроклиновыми метасоматитами якокутского массива (Таблица 2.13). В процессе микроклинизации и серицитизации щелочных сиенитов Ыллымахского массива часть литофильных и сидерофильных элементов (барий, стронций, марганец, никель, кобальт, хром) деконцентрируются (Рисунок 2.22). Серицит-микроклиновые метасоматиты Ыллымахского комплекса выделяются в сопоставлении с исходными щелочными породами, как и аналогичные метасоматиты рябиновского и якокутского массивов, меньшими значениями объемной плотности и более высокими показателями общей и открытой пористости (Таблица 2.16).

В пределах Томмотского массива (Рисунок 1.5) процессы микроклинизации и серицитизации развивались как в щелочных сиенитах, так и в породах вулканогенной кровли - щелочных трахитах и базальтах (Таблица 2.9).

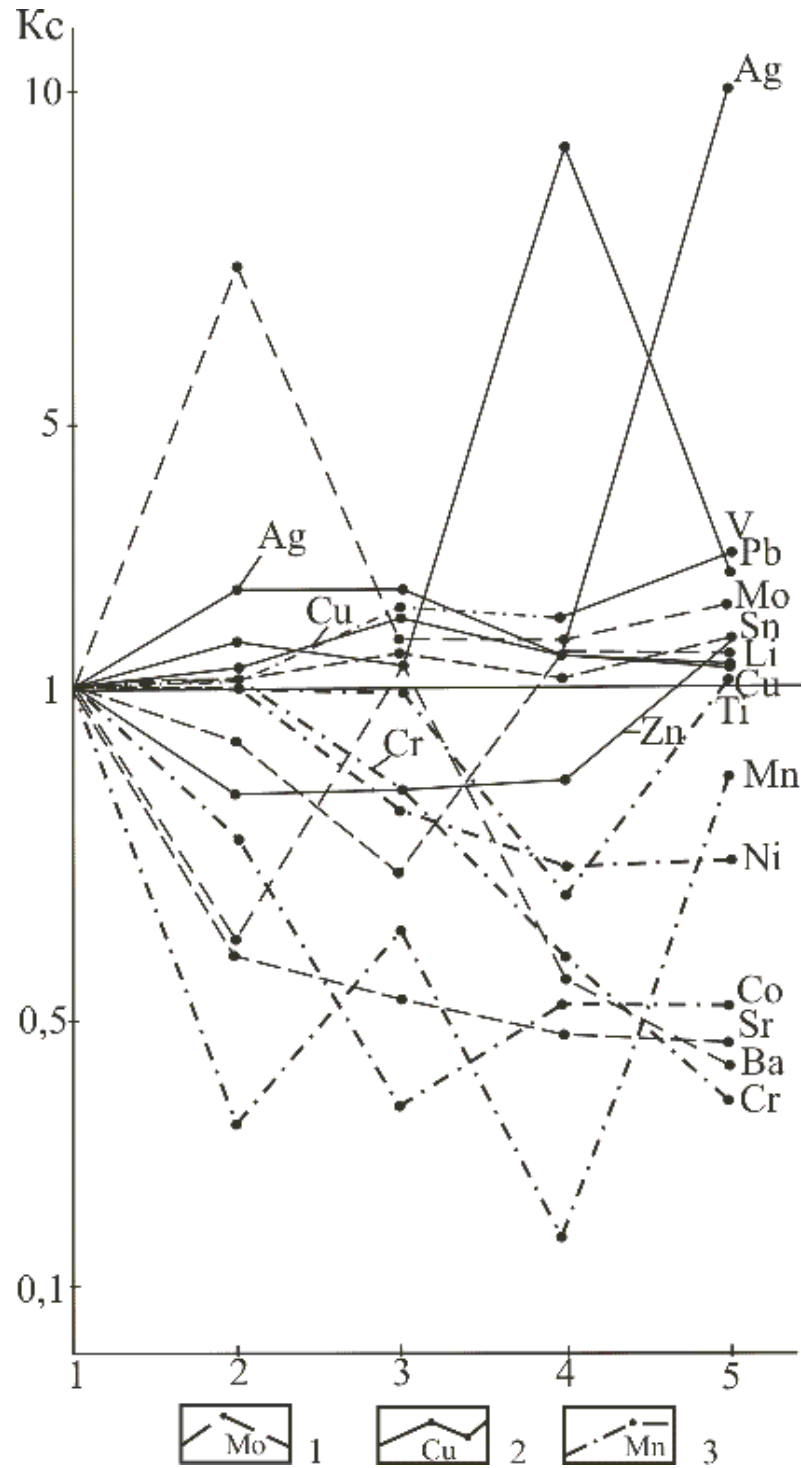


Рис. 2.22. Диаграмма привноса-выноса литофильных (1), халькофильных (2) и сидерофильных (3) элементов при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов по щелочным сиенитам Ыллымахского комплекса:

1 – щелочные сиениты ($n=33$); 2 – микроклиниты-1 ($n=22$); 3 – серицитизированные микроклиниты ($n=53$); 4 – серицитолиты ($n=7$); 5 – микроклиниты-2 ($n=7$). В скобках приведено количество проб

В раннюю щелочную стадию в щелочных сиенитах массива произошло псевдоморфное замещение серого ортоклаза ($n_g=1,526$, $n_p=1,519$) розовым нерешетчатым микроклином-1. Развитие микроклина в эту стадию подтверждено данными рентгеноструктурного анализа проб (Пр.127,1035/5). Ранняя микроклинизация в щелочных породах томмотского комплекса проявилась менее интенсивно, чем на более эродированном Рябиновом массиве. В западной части Томмотского массива на участке Безымянном (Рисунок 2.23) это выразилось в преимущественном площадном развитии пород средней степени микроклинизации (30-60 %) с участками сильно микроклинизированных сиенитов (>60 %), образующихся в основном по более крупнозернистым пегматоидным сиенитам, и слабо микроклинизированных пород (<30 %), распространенных в периферических частях метасоматического ореола (Рисунок 2.24). В восточной части массива степень псевдоморфной микроклинизации закономерно увеличивается в направлении с севера на юг с понижением гипсометрического уровня от слабой до средней с участками развития сильно микроклинизированных пород [57, 58]. Псевдоморфная микроклинизация щелочных сиенитов осуществлялась без существенного изменения внутренней энергии [58], а также поверхностной энергии и энергии порообразования (Рисунок 2.5) в условиях привноса в зону реакции ионов калия, кремния, выноса ионов натрия, субщелочных элементов и увеличения общей основности пород (Таблицы 2.9, 2.10).

В стадию кислотного выщелачивания в различной степени микроклинизированных сиенитах образовались мелкозернистые агрегаты светло-зеленого серицита ($n_g=1,588$, $n_p=1,522$), неоднородные по величине зерен [57]. Новообразованный серицит относится по данным рентгеноструктурного анализа (УГГГА, аналитик Н. Г. Сапожникова), к политипу 2М. В западной части Томмотского массива на участке Безымянном преобладающее развитие получили средне серицитизированные (20-40 %) породы с небольшими по площади участками сильной серицитизации (40-60 %). Слабая серицитизация (10-20%) проявилась преимущественно на флангах зоны гидротермальных изменений (Рисунок 2.25). В восточной части

массива установлено возрастание степени серицитизации пород от слабой до средней в меридиональном направлении с продвижением на юг [58].

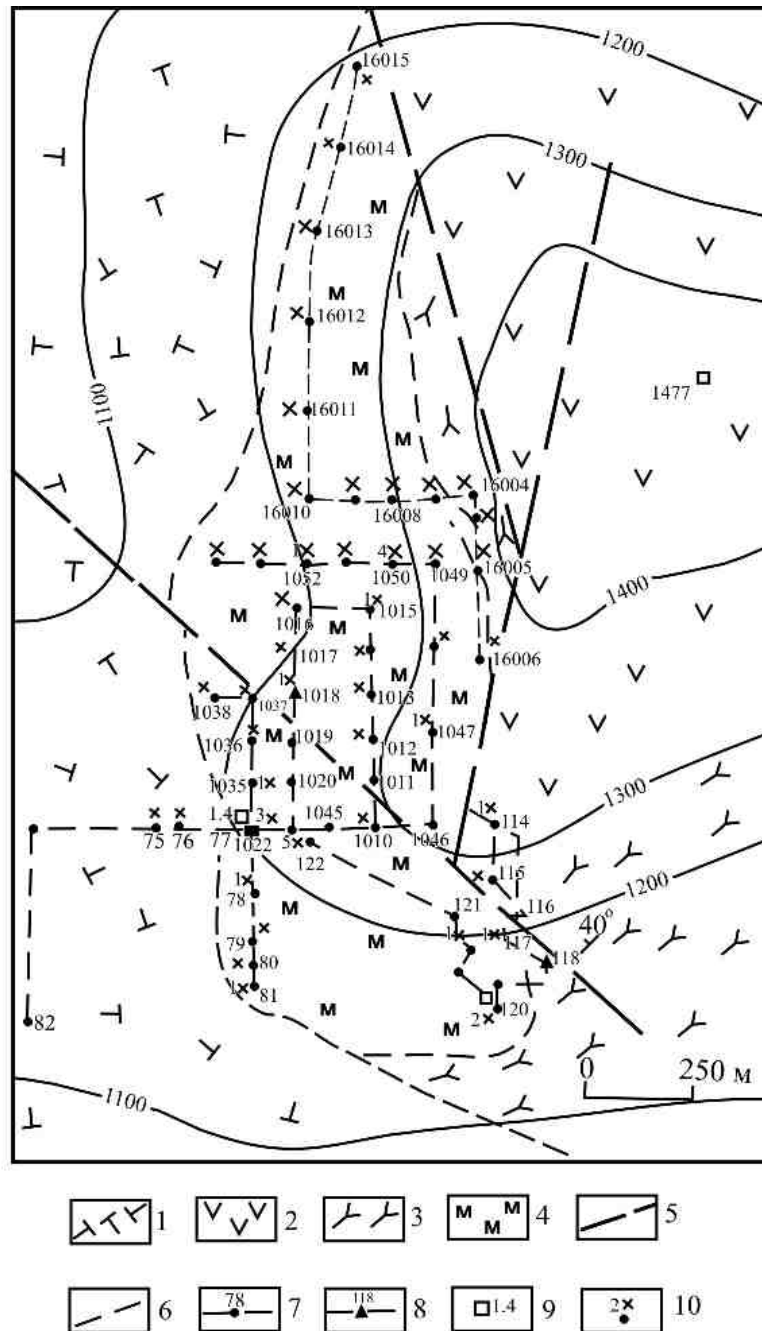


Рис. 2.23. Геологический план участка Безымянного в западной части Томмотского щелочного массива [81, 114]:

1 – среднеюрские щелочные трахиты, ортоклазовые базальты, псевдолейцитовые фонолиты; 2 – позднеюрские-раннемеловые авгитовые сиениты и микросиениты; 3 – позднеюрские-раннемеловые щелочные и нефелиновые сиениты; 4 – микроклинизированные и серицитизированные сиениты; 5 – разрывные нарушения; 6 – контакты пород; 7 – точки наблюдения в элювии и делювии, их номера, линии маршрутов; 8 – точки наблюдения в коренных обнажениях; 9 – штупфные пробы (пробирный анализ) и содержание золота в них (г/т); 10 – шлиховые пробы, цифра – количество знаков золота в объеме 1 дм³

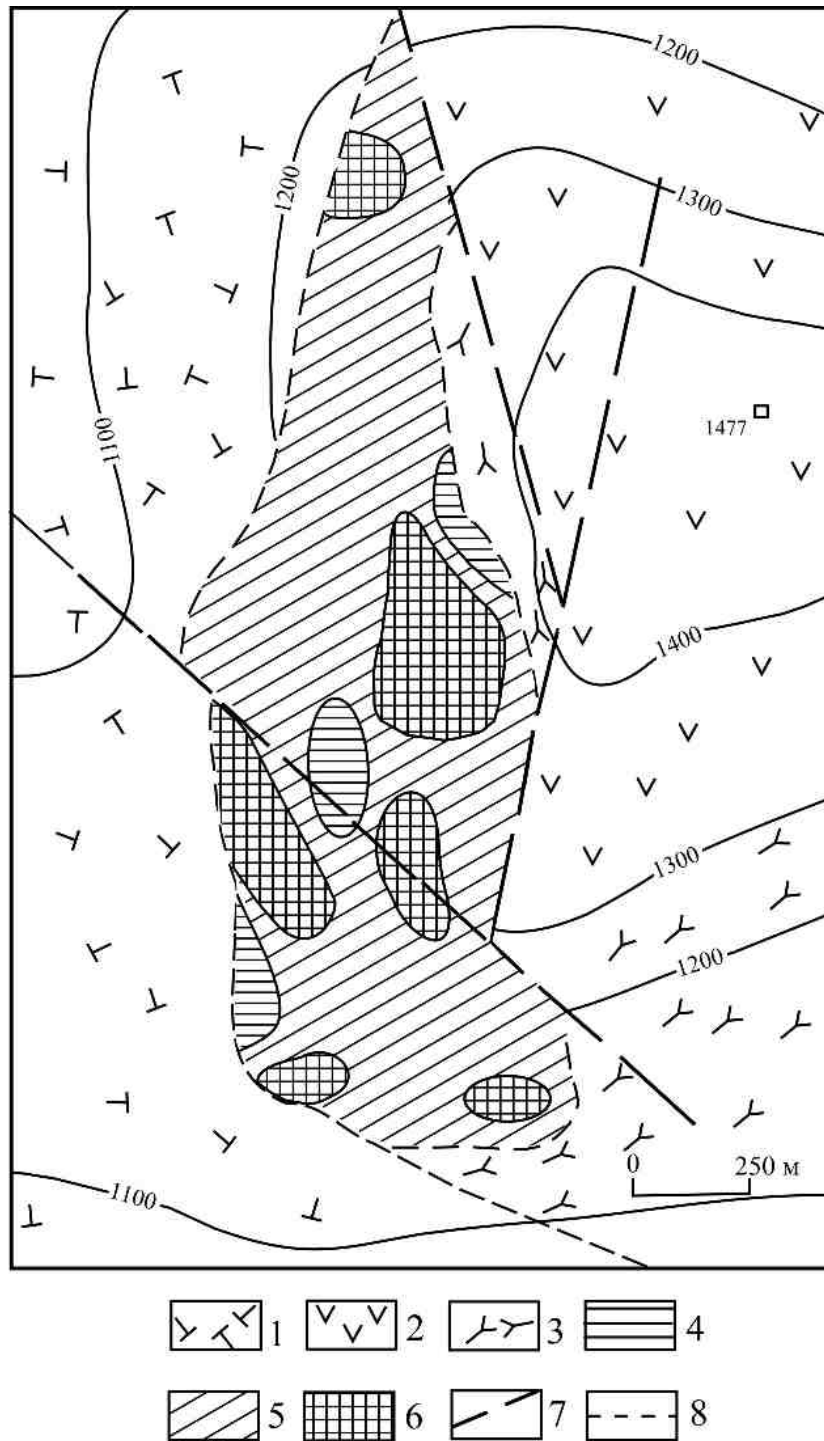


Рис. 2.24. Концентрационная метасоматическая зональность ранней щелочной стадии (микроклинизации сиенитов) на участке “Безымянном” в западной части Томмотского щелочного массива [114]:

1 – щелочные и субщелочные вулканогенные породы; 2 – авгитовые сиениты и микросиениты; 3 – щелочные и нефелиновые сиениты; 4-6 – микроклинизированные сиениты: 4 – слабо (микроклина <30 %), 5 – средне (микроклина 30-60 %), 6 – сильно (микроклина >60 %); 7 – разрывные нарушения; 8 – контакты пород

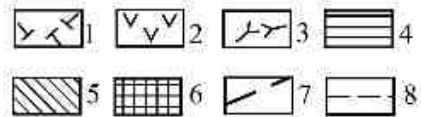
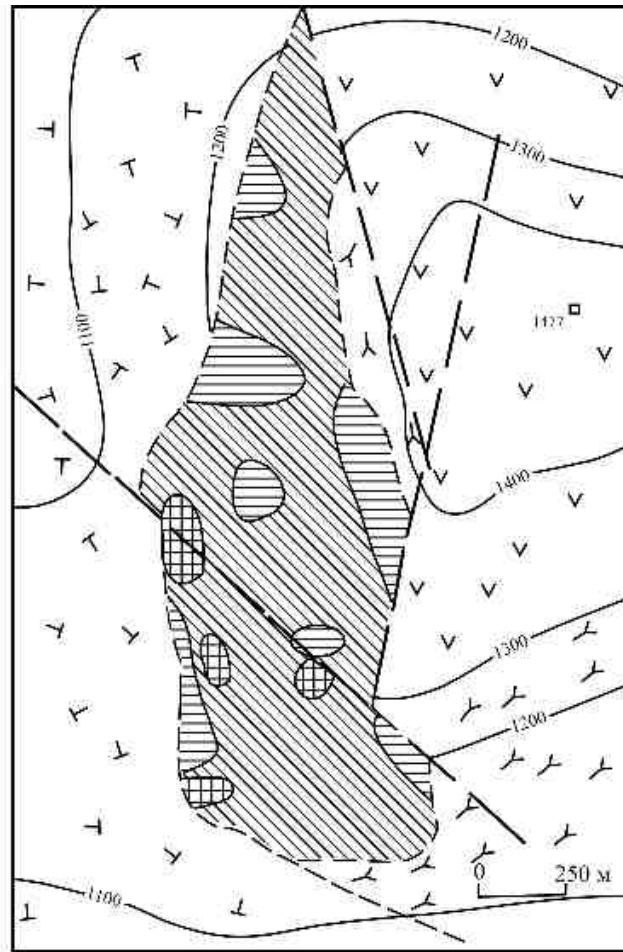


Рис. 2.25. Концентрационная метасоматическая зональность стадии кислотного выщелачивания (серицитизации сиенитов) на участке “Безымянном” в западной части Томмотского щелочного массива [114]:

1 – щелочные и субщелочные вулканогенные породы; 2 – авгитовые сиениты и микросиениты; 3 – щелочные и нефелиновые сиениты; 4-6 – серицитизированные сиениты: 4 – слабо (серицита 10-20 %), 5 – средне (серицита 20-40 %), 6 – сильно (серицита 40-60 %); 7 – разрывные нарушения; 8 – контакты пород

При картировании серицит-микроклиновых метасоматитов томмотского комплекса не было установлено зон максимального кислотного выщелачивания, представленных телами серицитоцитов, характерными для метасоматической зональности Рябинового, Якокутского и Ыллымахского массивов [48].

Процессы микроклинизации и серицитизации в вулканогенной толще протекали менее интенсивно, чем в щелочных сиенитах, и привели к формированию эпилейцитовых трахитов и базальтов (Таблица 2.9). Образование по измененным пуласкитам серицитизированных микроклинитов сопровождалось уменьшением внутренней энергии, характеризующей вещественный состав метасоматитов [58], и возрастанием поверхностной энергии и энергии порообразования (Рисунок 2.5) в условиях привноса в элементарный объем пород ионов алюминия, водорода, окисного железа, выноса ионов кремния, натрия, калия при положительном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Таблица 2.10). В позднюю щелочную стадию в интенсивно микроклинизированных и серицитизированных сиенитах томмотского комплекса развивались в виде гнезд, жил и прожилков агрегаты бледно-розового нерешетчатого микроклина-2. Совместно с ним отлагались адуляр, карбонат, циркон, содержание которых составляет первые проценты. Изменение химического состава пород при формировании поздних микроклинитов выразилось в привносе в зону реакции ионов кремния, выносе ионов алюминия, возрастанию общей основности пород при дальнейшем уменьшении их внутренней энергии [58]. Геохимическая специализация серицитизированных микроклинитов ($n=32$) Томмотского массива лито-халькофильная, в них установлены в сравнении с исходными щелочными сиенитами повышенные концентрации ($кк>4$) молибдена, вольфрама, свинца и серебра. Сидерофильные элементы (марганец, никель, кобальт, ванадий, хром), а также некоторые литофильные элементы (олово, литий, иттрий) в процессе микроклинизации и серицитизации щелочных пород остаются малоподвижными. Все разновидности серицит-микроклиновых метасоматитов комплекса также отчетливо отличаются от эдуктов по своим физическим свойствам (плотности и пористости) (Таблица 2.16). Относительный возраст серицит-микроклиновых метасоматитов Томмотского массива определен по их отношению с поздними дайками сиенит-порфиров, бостонитов, сельвсбергитов (Рисунок 1.5). Эти дайки прорывают микроклинизированные и серицитизированные сиениты и содержат их ксенолиты.

В щелочных сиенитах и граносиенитах Мрачного массива постмагматические процессы микроклинизации и серицитизации охватили участки площадью от 0,2 до 0,5 км² (Рисунок 1.6). При проведении в его пределах тематических и поисковых работ [16, 111] серицит-микроклиновые метасоматиты установлены в интервале абсолютных отметок 1000-1280 м. Их химический состав и физические свойства иллюстрируют таблицы 2.9, 2.16. В раннюю щелочную стадию произошла псевдоморфная микроклинизация щелочных пород. В северо-западной части массива преимущественное распространение получили розовато-серые и серо-розовые трахитоидные слабо- и умеренно микроклинизированные сиениты (т. н. 3905, 3907, 3910). Более интенсивно ранняя микроклинизация проявилась в пегматоидных сиенитах и граносиенитах юго-восточной части массива (т. н. 85, 87, 94, 105). Изменение химического состава щелочных граносиенитов при их микроклинизации заключается в привносе в элементарный объем породы ионов калия, алюминия, двухвалентного железа, выносе ионов натрия, кальция, водорода, увеличении общей основности пород при отрицательном суммарном эффекте в балансе содержаний компонентов (Таблица 2.10). Образование ранних микроклинитов сопровождалось существенным уменьшением в сравнении с эдуктом их объемной плотности и возрастанием их общей пористости (Таблица 2.16).

Стадия кислотного выщелачивания выразилась в развитии в микроклинизированных сиенитах процессов гнездовой серицитизации, которые в пределах мрачного комплекса, характеризующегося небольшим уровнем эрозионного среза, носили менее интенсивный характер, чем на эталонном Рябиновом массиве [48, 55]. На площади Мрачного массива сильно серицитизированные микроклиниты были закартированы только на отдельных небольших участках (т. н. 1081, 80, 100, 105). Формирование серицитизированных микроклинитов осуществлялось в обстановке привноса в зону реакций ионов алюминия, водорода, выноса ионов кальция, углерода, уменьшения общей пористости и основности пород (Таблица 2.10). Микроклинизированные и серицитизированные сиениты (n=38) характеризуются при сопоставлении с эдуктом повышенной концентрацией (кк) свинца (4,3), серебра (2,0), молибдена (1,9), деконцентрацией (кк<0,9) большинст-

ва сидерофильных (никель, ванадий, титан, хром) и литофильных (барий, стронций, цирконий, бериллий) элементов [111]. В них также установлены значимые положительные корреляционные связи серебра с молибденом и никелем, свинца с цинком. Продукты поздней щелочной стадии получили ещё более локальное распространение в виде гнезд и обособлений светло-розового мелкозернистого микроклина-2 (т. н. 89, 100/1, 101) среди сильно и средне микроклинизированных и серицитизированных сиенитов в юго-восточной части Мрачного щелочного массива (Рисунок 1.6). Образование микроклинитов-2 проходило в условиях привноса в элементарный объем породы ионов кальция, углерода, дальнейшего выноса ионов кремния при высокой концентрации ионов калия, возрастании основности и пористости пород (Таблицы 2.9, 2.10).

В Джеккондинском массиве, также характеризующемся небольшим уровнем эрозионного среза, в результате постмагматических процессов микроклинизации и серицитизации образовались мусковитизированные сиениты, а в породах вулканической кровли – эпилейцитовые трахиты и базальты (Рисунок 1.7). Измененные эпилейцитовые базальты комплекса выделяются повышенной концентрацией оксида калия, пониженным содержанием оксида натрия, по химическому составу и основности они сопоставимы с аналогичными породами Якокутского и Томмотского массивов (Таблица 2.9).

Сходные по направленности процессы водородно-калиевого метасоматизма происходили при формировании серицит-микроклиновых метасоматитов в других рассмотренных провинциях калиевых щелочных пород. В Западно-Алданской провинции процессы микроклинизации и серицитизации проявились в позднепалеозойских щелочных породах (псевдолейцитовых сиенитах, пуласкитах) Южно-Сакунского массива (Рисунок 1.8). При образовании в раннюю щелочную стадию микроклинизированных псевдолейцитовых сиенитов увеличивается концентрация в породах оксида калия, уменьшается содержание оксида кальция, возрастает общая основность пород (Таблица 2.9). В стадию кислотного выщелачивания среди щелочных сиенитов массива сформировались зоны светлослюдисто-микроклиновых метасоматитов [82, 122, 208]. Они характеризуются в сравнении с составом

эдукта более высоким содержанием глинозема, оксида калия, более низкой концентрацией оксидов железа, кальция (Таблица 2.9). Светлые слюды из этих метасоматитов по химическому составу относятся к железистым серицитам [122]. По данным этих авторов, для серицит-микроклиновых метасоматитов Южно-Сакунского массива свойственны повышенные содержания рубидия, низкие концентрации урана, тория, редких земель. Они также отличаются по изотопному составу кислорода (Таблица 2.19) от исходных щелочных сиенитов ($\delta^{18}\text{O} = 4,8-6,9 \text{ ‰}$) более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($- 0,6-4,9 \text{ ‰}$).

Таблица 2.19

Изотопный состав кислорода (‰) в щелочных породах Южно-Сакунского(1-23) и Сынырского (24-40) массивов [208]

№ п/п	Номер образца	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	№ п/п	Номер образца	Порода	$\delta^{18}\text{O}$
1	83/87	Лузитанит	4,2	21	18/84	Серицит-микроклиновый метасоматит	4,5
2	97/87	– ◊ –	3,8	22	116/86		4,6
3	112/87	Мезопуласкит	4,1	23	22/84	– ◊ –	4,9
4	137/87	Сынырит	5,1	24	32/87	Шонкинит	8,1
5	206/87	– ◊ –	5,6	25	5	– ◊ –	8,2
6	130/87	Граносиенит	7,6	26	19/87	– ◊ –	8,0
7	87/87	– ◊ –	6,9	27	10/87	Сынырит	8,4
8	210/87	Полевошпатовый сынырит	5,9	28	4	– ◊ –	8,2
9	109/87	Псевдолейцитовый сиенит	5,0	29	13/87	Нефелиновый сиенит	8,2
10	198/87	Микроклинизированный псевдолейцитовый сиенит	1,1	30	12/80	– ◊ –	8,0
11	164/87		-0,6	31	203/77	Псевдолейцитовый сиенит	8,8
12	131/87		2,9	32	198/77	Граносиенит	8,6
13	69/90	– ◊ –	1,7	33	93/77	Пуласкит	8,6
14	70/90	– ◊ –	2,2	34	95/77	– ◊ –	8,4
15	71/90	– ◊ –	0,5	35	299/77	– ◊ –	8,3
16	72/90	– ◊ –	2,3	36	245/77	– ◊ –	8,0
17	76/90	– ◊ –	3,2	37	ММП	– ◊ –	8,8
18	84/90	– ◊ –	0,8	38	10/80	Серицит-микроклиновый метасоматит	4,0
19	88/90	– ◊ –	2,9	39	83/87		8,2
20	166/87	Пуласкит	4,8	40	97/87	– ◊ –	6,8

В Северо-Прибайкальской провинции светлослюдисто-микроклиновые метасоматиты получили широкое распространение на большей площади Сыннырского щелочного массива (Рисунок 1.10). Микроклинизированные и серицитизированные породы (либнеритовые сиениты) местами прослеживаются на значительных площадях (до 0,5-2 км²), часто образуя линейно вытянутые зоны, приуроченные к тектонически ослабленным участкам [32]. Эти породы развиваются по всем типам фельдшпатоидных сиенитов (псевдолейцитовых, нефелиновых, кальсилитовых), реже щелочных сиенитов, превращая их в существенно калишпатовые (60-90 %) образования с агрегатом мелкозернистого мусковита (10-40%), по химическому составу соответствующего железистому серициту [122]. Его показатель преломления $n_m=1,580$. Структура и состав либнеритовых сиенитов определяются составом и структурой исходных пород, за счет которых они развиваются [3]. Эпинефелиновые аллотриоморфные либнеритовые сиениты сложены микроклином (75-80 %), серицитом (20-25 %), биотитом, апатитом, магнетитом (около 1 %). При образовании либнеритовых сиенитов за счет микроклинизированных псевдолейцитовых сиенитов они имеют аллотриоморфнозернистую, участками микропегматитовую структуру и следующий минеральный состав: микроклин (25-70 %), серицит (15-25 %), эпилейцит (10-80 %), биотит (1-2%) и магнетит (меньше 1 %). Светлослюдисто-микроклиновые метасоматиты Сыннырского массива близки по своему химическому составу, основности и геохимической специализации с аналогичными метасоматитами Южно-Сакунского массива (Таблицы 2.9, 2.20). В сравнении с эдуктом в них отмечаются более высокие содержания лития, цезия, бора, мышьяка, кобальта, более низкие концентрации редких земель, урана, тория. Они характеризуются в сопоставлении с исходными фельдшпатоидными и щелочными сиенитами более низкими значениями изотопов кислорода в валовых пробах и водорода в биотите и мусковите (Таблицы 2.19, 2.21). По данным Б. Г. Покровского [208], серицит-микроклиновые метасоматиты Сыннырского массива также выделяются более высоким отношением изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0,70780)$ в апатите в сравнении с исходными пуласкитами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70754$).

Таблица 2.20

Геохимическая характеристика (г/т) магматических (1-3) и метасоматических (4) пород Сыннырского щелочного комплекса [122]

Элементы	1	2	3	4
Литофилы				
Литий	20-50	8-25	5-20	10-200
Рубидий	100-400	300-600	600-2000	100-400
Цезий	3-30	6-10	5-20	5-30
Барий	≤4500	2000-4000	1000-2500	800-2500
Стронций	1500-3000	600-2500	100-800	50-600
Цирконий	50-250	5-100	5-100	5-50
Редкие земли	200-1500	40	<40	20
Иттрий	20-60	10-30	5-20	5-20
Уран	2-10	0,6-3	0,5-2	0,1-2
Торий	5-20	1-10	1-4	0,5-4
Бор	10-30	7-16	5-8	30-100
Бериллий	2-4	0,1-1	0,1-0,2	0,1-0,5
Молибден	6-12	1-5	1-7	1-6
Халькофилы				
Галлий	5-25	15-20	10-30	2-15
Свинец	15-50	10-25	10-25	10-25
Селен	4-6	4-8	4-6	4-8
Мышьяк	<20	20-30	20-30	20-45
Висмут	8-10	5-15	5-12	5-15
Медь	40-85	10-20	10-20	10-20
Олово	3-8	1-3	0,5-2	0,5-2
Сидерофилы				
Фосфор	100-7000	500-3000	300-1500	100-2000
Никель	9-18	5-25	3-30	4-10
Хром	15-80	10-50	10-30	5-10
Кобальт	15-25	2-6	1-3	15
Ванадий	150-350	10-60	5-40	5-30

Примечание. 1 – шонкиниты; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – сиениты; 4 – серицит-микроклиновые метасоматиты.

Таблица 2.21

Изотопный состав водорода (‰) в минералах щелочных пород Сыннырского массива [208]

Номер образца	Породы	Минералы	H ₂ O, мас.%	δ D
5	Шонкинит	Биотит	3,18	-82
4	Сыннырит	– ◊ –	3,30	-78
12	Нефелиновый сиенит	– ◊ –	2,84	-84
8	Пуласкит	– ◊ –	3,18	-78
9	Микроклинизированный сиенит	– ◊ –	2,94	-97
10	Серицит-микроклиновый метасоматит	Мусковит	3,35	-100
			3,81	-120

В палеозойских щелочных комплексах Уральской провинции (нязепетровском, ильмено-вишневогорском, полевском, изьявожском) постмагматические процессы микроклинизации и серицитизации проявились как в интрузивных, так и в эффузивных породах (Рисунки 1.12-1.16). Сформировавшиеся в результате этих процессов в нефелиновых сиенитах нязепетровского и ильмено-вишневогорского комплексов микроклинизированные и серицитизированные породы характеризуются в сравнении с эдуктами более высокими концентрациями оксида калия, более низкими содержаниями оксида натрия (Таблица 2.9). Светлые слюды, выделенные из либнеритовых нефелиновых сиенитов и сиенит-пегматитов ильмено-вишневогорского комплекса, по химическому составу (Таблица 2.11) соответствуют железистым серицитам. Значения их показателей преломления варьируют: $n_g=1,599-1,613$, $n_p=1,562-1,565$ [150]. Измененные эпидейцитовые порфиры полевского комплекса получили достаточно широкое площадное распространение в бассейне р. Западной Чусовой и её притоков (р. Бобровка, Клюевка, Глинчевка) (Рисунок 2.26).

Они имеют, по данным В. А. Коротеева [140], секущие вертикальные контакты с вмещающими их филлитовидными сланцами зюзельской свиты и являются интрузивными образованиями. Первая петрохимическая корреляция эпидейцитовых порфиров полевского комплекса с аналогами из щелочных вулканоплутонов Центрально-Алданской, Северо-Казахстанской, Армянской щелочных провинций [140] по содержанию в них кремнезема, глинозема, оксидов калия и натрия выявила заметные вариации составов эпидейцитовых фонолитов, некоторую обогащенность их кремнеземом и водой относительно эталонов. Проведенный нами анализ изменчивости химизма обсуждаемых пород (их основности, глиноземистости, титанитости) [81, 245] показал, что их состав обусловлен постмагматическими гидротермальными изменениями псевдолейцитовых фонолитов, проявлением в них процессов микроклинизации и серицитизации. К-Аг возраст образовавшихся в результате этих процессов эпидейцитовых фонолитов - 315 ± 11 млн лет (средний карбон) [245].

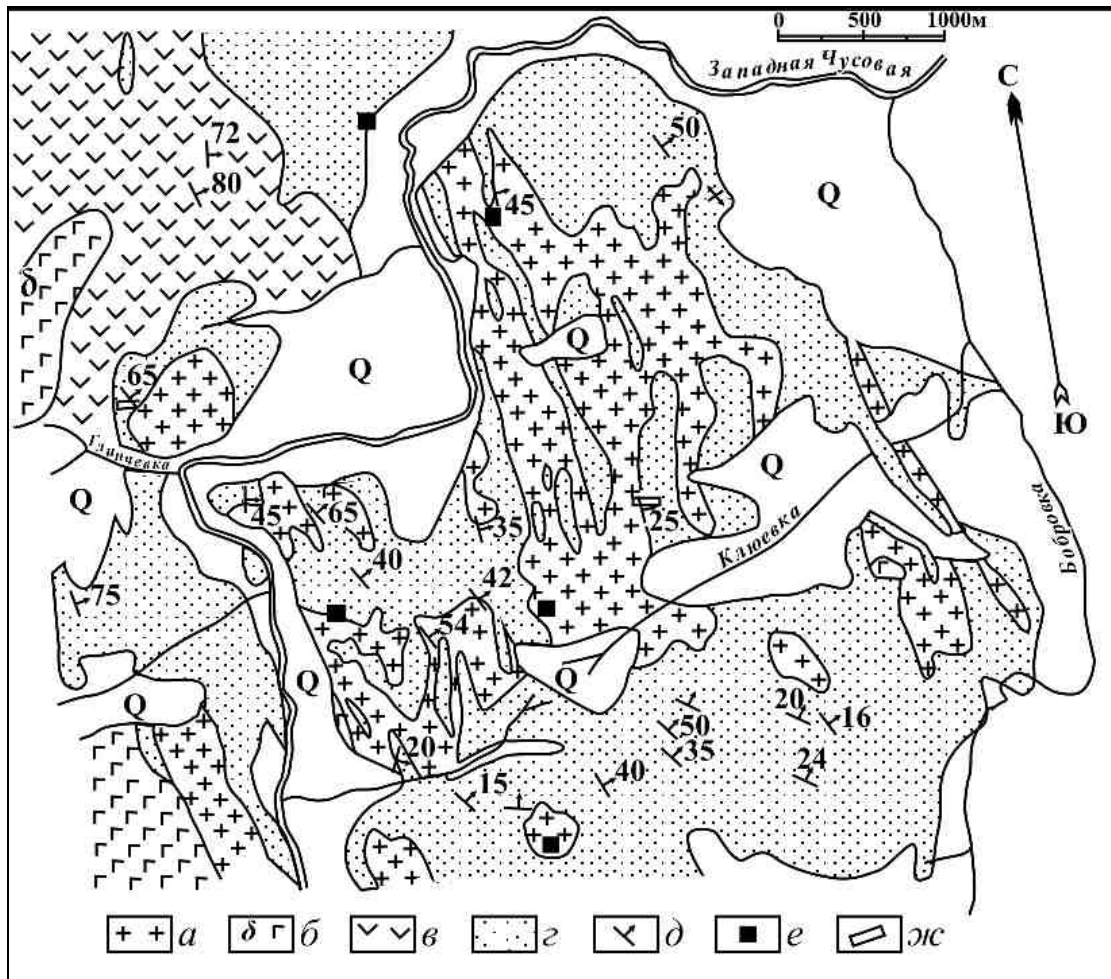


Рис. 2.26. Схема распространения эпилейцитовых порфиров в полеводском щелочном комплексе [140]:

а – эпилейцитовые порфиры; *б* – габбро; *в* – долериты и их туфы, агломератовые лавы и туфы; *г* – толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород: долериты, ортофиры и их туфы, туффиты и филлитовидные сланцы; *д* – элементы залегания слоистости; *е* – точки обнажений эпилейцитовых порфиров по А. Н. Феногенову (1958); *ж* – горные выработки

Высококалиевые эпилейцитовые порфиры полеводского комплекса по своему химическому составу сопоставимы с аналогичными метасоматическими породами Якокутского и Ыллымахского массивов в Центрально-Алданской щелочной провинции (Таблица 2.9). В пределах раннепалеозойского изъявожского щелочно-базальтового комплекса эпилейцитовые тефриты мощностью от 0,5 до 5,0 м закартированы среди горизонта туфов основного состава в правом борту руч. Изъя-Вож [95]. Они сложены преимущественно агрегатом калиевого полевого шпата, серицита и карбоната [273] и сходны по химическому составу с эпилейцитовыми базальтами томмотского и джеккондинского щелочных комплексов в Центральном Алдане (Таблица 2.9).

В Северо-Казахстанской щелочной провинции более детально охарактеризован химический и минеральный состав измененных микроклинизированных и серицитизированных пород красномайского и ишимского комплексов [152, 187]. Калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), выделенные из исходных и либнеритовых сиенитов Красномайского массива, различаются между собой по составу, содержанию в них оксидов калия и натрия (Таблица 2.8). В сравнении с эдуктом микроклинизированные и серицитизированные сиениты комплекса выделяются более высокой концентрацией оксида калия и повышенной общей основностью (Таблица 2.9). В составе тяжелой фракции протолочек серицитизированных сиенитов массива установлены также в знаковых и весовых количествах рудные минералы (гематит, пирит, арсенопирит, галенит) (Таблица 2.22).

Таблица 2.22

Минеральный состав (%) тяжелой фракции протолочек магматических (1-4) и метасоматических (5-7) пород Красномайского щелочного массива [188]

Минералы	1	2	3	4	5	6	7
Магнетит	10-30	>50	30-50	30-50	1-10	10-30	1-10
Шпинель	Зн.	Зн.	-	-	-	-	-
Циркон	-	Зн.	0,01-0,1	Зн.	-	Зн.	Зн.
Ильменит	10-30	Зн.	-	-	-	-	-
Апатит	30-50	10-30	10-30	10-30	1-10	>50	1-10
Сфен	-	0,1-1	1-10	0,1-1	1-10	0,1-1	
Флюорит	-	-	0,01-0,1	-	-	-	0,01-0,1
Монацит	-	-	-	-	-	-	Зн.
Гематит	-	Зн.	-	-	-	-	10-30
Пирит	1-10	Зн.	0,1-1	0,1-1	0,1-	Зн.	10-30
Пирротин	0,01-0,1	-		0,1-1	-	-	-
Арсенопирит	-	-	Зн.	-	-	-	Зн.
Галенит	-	-	Зн.	-	-	-	Зн.
Меланит	1-10	Зн.	0,1-1	0,1-1	10-30	-	0,1-1
Халькопирит	0,01-0,1	-	-	-	-	-	-
Эпидот	0,1-1	-	-	-	-	Зн.	-
Гидроксиды железа	-	-	-	-	-	Зн.	-

Примечание. 1 – пироксениты, 2 – шонкиниты, 3 – нефелиновые сиениты, 4 – щелочные сиениты, 5 - карбонатиты, 6 – альбититы, 7 – серицитизированные сиениты.

В Ишимском массиве розовые микроклинизированные и серицитизированные породы слагают более одной трети его площади (Рисунок 1.18). Они отчетливо отличаются по химическому составу от исходных пород (псевдолейцитовых порфиров, нефелиновых сиенитов) более высоким содержанием оксида калия, более низкой концентрацией оксида натрия, повышенной основностью (Таблица 2.9). Эпинефелиновые либнеритовые сиениты состоят в основном из микроклина (32-78 %), серицита (17-65 %) и более редких плагиоклаза (2,1 %), корунда (0,8 %), лепидомелана (0,6 %), меланита (0,6 %), роговой обманки (0,1 %) [152]. Из рудных минералов в составе тяжелой фракции протолочек эпилейцитовых порфиров, микроклинизированных и серицитизированных сиенитов Ишимского массива установлены гематит, пирит, галенит, арсенопирит, молибденит, халькозин, вульфенит (Таблица 2.23).

В стадию кислотного выщелачивания по микроклинизированным пироксеновым сиенитам иногда образуются серицитизированные и корундитизированные породы. Эти метасоматиты характеризуются в сравнении с эдуктом более высокой концентрацией глинозема, более низким содержанием кремнезема, оксида натрия (Таблица 2.9). Розовая окраска микроклинов из либнеритовых сиенитов обусловлена наличием в пелитовом материале калишпатов тонкозернистого гематита [188]. Они выделяются также высокой калиевостью, низкой концентрацией оксида натрия в сравнении с ортоклазами исходных нефелиновых и щелочных сиенитов (Таблица 2.8). Светлые слюды из либнеритовых сиенитов ишимского комплекса по составу относятся к железистым серицитам (Таблица 2.11).

В Центрально-Казахстанской провинции при проявлении процессов микроклинизации и серицитизации в нефелиновых и щелочных сиенитах Абаевского и Борсуксайского комплексов сформировались обширные зоны ярких розовых либнеритовых сиенитов (Рисунки 1.20, 1.22). Главными породообразующими минералами этих метасоматических пород в абаевском массиве являются микроклин (55-85 %) и серицит (10-20 %).

Таблица 2.23

Минеральный состав (%) тяжелой фракции протолочек магматических (1-4) и метасоматических (5-8) пород Ишимского щелочного массива [188]

Минералы	1 (2)	2 (40)	3 (8)	4 (21)	5 (7)	6 (24)	7 (2)	8 (48)
Магнетит	>50	1-50	>50	1-50	1-50	1-50	>50	1-50
Ильменит	-	Зн.-1	Зн.	Зн.-10	-	Зн.-30	-	Зн.
Циркон	Зн.	Зн.	-	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Апатит	Зн.	Зн.-50	Зн.-50	Зн.-10	Зн.-10	Зн.-10	0,1-1	Зн.-10
Сфен	1-10	Зн.-50	1-10	Зн.-30	Зн.-10	Зн.-30	-	Зн.-30
Рутил	-	-	-	-	Зн.	Зн.	-	Зн.
Анатаз	-	-	-	-	-	Зн.	-	Зн.
Флюорит	Зн.	Зн.-30	Зн.	Зн.-30	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.-1
Гематит	-	Зн.-30	Зн.-1	Зн.-10	-	Зн.-30	-	Зн.-50
Молибденит	-	-	-	-	-	Зн.	-	-
Арсенопирит	-	Зн.-0,1	-	-	-	-	-	Зн.
Галенит	-	Зн.	-	Зн.	Зн.	-	-	Зн.
Халькопирит	-	Зн.	-	-	Зн.	-	-	-
Пирит	Зн.-10	Зн.-50	Зн.-1	Зн.-10	Зн.-1	Зн.-50	1-10	Зн.-1
Вульфенит	-	-	-	-	-	-	-	Зн.
Меланит	0,1,1	Зн.-50	Зн.	Зн.-50	Зн.-50	Зн.-50	Зн.	Зн.-50
Корунд	-	Зн.-50	-	-	-	-	-	Зн.-30
Халькозин	-	-	-	-	-	Зн.	-	-
Барит	-	-	-	-	-	Зн.	-	Зн.
Эпидот	Зн.	Зн.-1	Зн.-10	Зн.-50	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.-10
Гидроксиды железа	0,1-1	Зн.-10	Зн.-10	Зн.-50	Зн.	Зн.-50	1-10	Зн.-50
Церуссит	-	Зн.-0,1	-	-	-	-	-	-
Реальгар	-	Зн.	-	-	Зн.	-	-	-
Аурипигмент	-	Зн.-0,1	-	-	Зн.	-	-	-

Примечание. 1 – псевдолейцитовые порфиры, 2 – нефелиновые сиениты, 3– щелочные сиениты, 4 – сиенит-пегматиты, 5 – фениты, 6 – эпидейтитовые порфиры, 7 – микроклиниты, 8 – серицитизированные сиениты. В скобках приведено количество проб.

Второстепенные и аксессуарные минералы в них представлены гастингситом, альбитом, цеолитом, флюоритом, апатитом, цирконом, магнетитом, гематитом, пиритом [109, 187]. Либенеритовые сиениты Абаевского массива отличаются от исходных нефелиновых сиенитов более высоким содержанием оксида калия, более низкой концентрацией оксидов кальция и натрия (Таблица 2.9). Для состава микроклина из либенеритовых сиенитов борсуксайского комплекса характерно высокое содержание оксида калия, низкая концентрация оксида натрия в отличие от

ортоклаза из исходных нефелиновых сиенитов (Таблица 2.8). А светлые слюды из измененных сиенитов этого массива близки по химическому составу с железистыми серицитами из либнеритовых сиенитов ишимского комплекса (Таблица 2.11).

В Армянской провинции процессы постмагматической микроклинизации и серицитизации кайнозойских щелочных пород тежсарского комплекса (лейцитовых фонолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов) привели к образованию зон гидротермально измененных пород (эпилейцитовых порфиров, мусковитизированных сиенитов) (Рисунок 1.25). Эпилейцитовые порфиры этого комплекса сходны по химическому составу, содержанию в них оксидов калия и натрия с аналогичными породами Полевского массива на Урале (Таблица 2.9). В мусковитизированных щелочных и нефелиновых сиенитах содержание серицита достигает 15-26 % [166]. Они характеризуются в сравнении с эдуктом более низкой концентрацией оксидов натрия и кальция. Геохимическая специализация метасоматических пород тежсарского комплекса смешанная лито-халькофильная, в них определены повышенные концентрации лития, рубидия, ниобия, тантала, молибдена, меди, свинца (Таблица 2.24).

В составе тяжелой фракции протолочек эпилейцитовых порфиров установлены пирит, сфалерит, реальгар, аурипигмент, киноварь. В мусковитизированных сиенитах из рудных минералов обнаружены пирит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, молибденит, самородная медь (Таблица 2.25). Для них также свойственны, как и для серицит-микроклиновых метасоматитов эталонного рябиновского комплекса в Центрально-Алданской провинции (Таблица 2.12), пониженные концентрации магнетита и ильменита, более высокие в сравнении с эдуктом отношения Fe_2O_3/Fe_3O_4 и $TiO_2/FeTiO_3$.

В Северо-Кордильерской провинции в Канаде при проявлении калиевого метасоматоза в раннюю щелочную и кислотную стадии гидротермального процесса в мезозойских лейкократовых и меланократовых сиенитах штока Аллард (Рисунок 1.26) образовались розовые калишпатизированные и серицитизированные породы. Они отчетливо отличаются по составу от исходных сиенитов более

высокой концентрацией оксидов калия, более низким содержанием оксида натрия, повышенной общей основностью (Таблица 2.9). В заключительную позднещелочную стадию в зоне распространения калишпатизированных и серицитизированных сиенитов образовались метасоматические породы, состоящие в основном из санидина и более редких кварца и кальцита (до 15 %), содержащие прожилково-вкрапленную медную и благороднометалльную минерализацию [297].

Таблица 2.24

Геохимическая характеристика (г/т) магматических (1-5) и метасоматических (6-8) пород тежсарского щелочного комплекса [166]

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Литофилы								
Литий	60	30	40	20	30	20	10	120
Рубидий	310	450	170	90	110	310	210	950
Цезий	20	20	100	10	10	10	10	70
Барий	2000	2000	600	600	300	2000	3000	600
Стронций	1000	6500	2000	1200	1200	6000	3500	1000
Цирконий	100	250	500	150	1600	200	800	2000
Скандий	6,5	1,3	2,0	0,65	2,6	0,65	0,65	2,6
Ниобий	20	50	40	30	80	20	20	150
Тантал	6	2	3	6	16	3	2	70
Уран	-	5	4	2,5	5,5	2,5	-	8
Торий	-	32,5	30	22,5	65	12,5	-	40
Молибден	1	-	3	4	2	2	3	10
Вольфрам	3	3	4	5	3	4	-	5
Халькофилы								
Галлий	25	70	50	30	50	30	40	30
Медь	90	20	15	30	15	20	20	80
Свинец	20	70	80	55	60	60	60	40
Цинк	300	200	150	275	200	300	200	300
Серебро	2	3	3	3	3	2	3	2
Олово	4	2	3	3	3	4	-	3
Сидерофилы								
Хром	30	12	16	20	6	20	25	15
Ванадий	500	250	230	270	150	380	360	200
Никель	30	5	10	20	3	20	10	10
Кобальт	30	5	5	12	-	15	10	12
Марганец	2000	800	1200	850	250	1550	1150	750

Примечание. 1 – трахиты; 2 – псевдолейцитовые сиениты; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – щелочные сиениты; 5 – сиенит-порфиры; 6 – эпилейцитовые порфиры; 7 – эпилейцитовые сиенит-порфиры; 8 – мусковитизированные сиениты.

Таблица 2.25

Средний состав (г/т) тяжелой фракции протолочек магматических (1-6) и метасоматических (7-8) пород тежсарского щелочного комплекса [166]

Минералы	1 (2)	2 (4)	3 (11)	4 (10)	5 (7)	6 (2)	7 (2)	8 (2)
Магнетит	12046	21207	16075	22435	12434	13852	432	8629
Ильменит	81	Зн	18	134	115	-	-	81
Гематит	14	0,1	Зн	14	Зн	12	16	3713
Гидроксиды железа	Зн	Зн	Зн	Зн	Зн	5	Зн	811
Рутил	-	-	Зн	0,6	6	5	-	83
Анагаз	-	0,4	-	-	4	34	-	591
Лейкоксен	13	19	19	81	118	2	1	5612
Апатит	1261	493	768	712	457	145	72	237
Флюорит	127	182	1261	112	3673	16	16	14
Сфен	2681	5272	10261	5618	48611	1865	23	42
Меланит	3219	6215	6432	282	19951	16	165	181
Ортит	-	6	41	6	16	Зн	-	161
Гранат	1	-	-	Зн	14	Зн	13	Зн
Циркон	46	218	265	312	2083	81	1	2811
Бадделейт	1	171	62	0,5	1073	Зн	0,5	125
Пироклор	-	7	2	Зн	37	-	-	12
Торит	-	18	5	-	14	Зн	-	6
Монацит	-	2	4	0,6	62	0,2	-	10
Пирит	Зн	13	52	11	Зн	17	Зн	439
Халькопирит	-	Зн	-	1	Зн	0,7	-	16
Борнит	Зн	-	0,8	-	21	0,2	-	82
Самородная медь	-	2,1	0,3	Зн	-	-	-	14
Молибденит	-	-	0,2	Зн	4	Зн	-	Зн
Галенит	-	Зн	6,1	-	-	Зн	-	Зн
Сфалерит	4	-	0,8	Зн	-	-	0,8	Зн
Реальгар	3	-	-	-	-	-	1	-
Аурипигмент	0,2	-	-	-	-	-	0,1	-
Киноварь	1117	-	-	-	732	-	181	-
Эпидот	-	16	132	11	18	126	-	Зн
Fe ₂ O ₃ /Fe ₃ O ₄	0,001	0,000005	-	0,0006	-	0,0009	0,04	0,43
TiO ₂ /FeTiO ₃	-	-	-	0,004	0,09	-	-	8,3

Примечание. 1 – трахиты; 2 – псевдолейцитовые сиениты; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – щелочные сиениты; 5 – сиенит-пегматиты; 6 – нордмаркиты; 7 – эпидейцитовые порфиры; 8 – мусковитизированные сиениты. В скобках приведено количество проб.

Серцит-микроклиновые метасоматиты, продуктивные на золотопорфировый тип оруденения, формировались в более щелочных условиях [46, 61, 81, 243],

в сравнении с метасоматическими породами типичных молибден-медно-порфировых месторождений и рудопроявлений (Жирекен, Россия; Бингем, США; Кальмакыр, Узбекистан; Колстоун, Австралия и другие), различающихся по геотектонической позиции [274, 276, 278, 280, 284, 293]. В состав метасоматических пород этих месторождений и рудопроявлений входят биотит-ортоклазовые и серицит-кварцевые метасоматиты, образовавшиеся в раннюю щелочную и кислотную стадии гидротермального процесса. Серицит-микроклиновые метасоматиты калиевых щелочных комплексов Центрально-Алданской провинции (рябиновского, якутского, ыллымахского, томмотского, мрачного), вмещающих золотопорфировое оруденение, характеризуются более высокими содержаниями оксида калия, глинозема, узким диапазоном значений кремнезема, повышенной общей основностью в сравнении с околорудными метасоматитами существенно медно-порфировых (Бингем, Чукикамата, Кальмакыр, Коунрад, Салаватское и др.) и молибденпорфировых (Жирекенское, Сорское, Клаймакс и др.) месторождений и рудопроявлений (Таблицы 2.9, 2.26).

В нормативном минеральном составе золотоносных серицит-микроклиновых метасоматитов, рассчитанном по методу Ниггли [101], преобладают калиевый полевой шпат или светлая слюда при низком содержании кварца (Таблица 2.27), а для метасоматических пород молибден-меднопорфировых месторождений, различающихся по геотектонической позиции, наиболее характерным минералом, помимо ортоклаза и серицита, является кварц (Таблица 2.28).

В связи с более щелочными условиями образования в составе золотоносных метасоматитов калиевых щелочных массивов отсутствуют пропилиты, серицит-кварцевые метасоматиты, аргиллизиты, характерные для многих молибден-меднопорфировых месторождений [283, 289, 292, 294, 295, 298].

Таблица 2.26

Химический состав (масс.%) магматических и метасоматических пород молибден-меднопорфировых и медно-молибденпорфировых месторождений и рудопроявлений

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	61,60	58,40	60,90	57,48	64,73	64,49	68,41	61,80	66,98	66,92	70,15	58,90
TiO ₂	0,70	1,00	0,82	0,71	0,57	0,46	0,32	0,65	0,60	0,18	0,09	0,76
Al ₂ O ₃	15,10	14,30	18,00	17,85	14,41	17,43	16,57	16,50	15,32	16,08	14,07	16,47
Fe ₂ O ₃	2,30	3,20	2,70	3,40	-	1,84	1,16	3,30	1,87	1,38	0,67	2,89
FeO	2,80	3,60	3,20	3,46	-	1,65	0,53	1,20	1,13	2,22	1,27	4,04
MnO	0,07	-	0,05	0,29	-	0,09	-	0,10	0,04	-	-	0,12
MgO	3,10	6,00	3,20	2,02	0,76	1,93	0,43	2,60	1,33	1,44	0,35	3,57
CaO	4,00	0,92	0,32	6,60	0,44	3,47	0,16	3,60	0,50	2,93	0,63	6,14
Na ₂ O	3,60	1,60	0,17	3,07	0,70	4,48	0,78	4,30	2,33	4,34	0,29	3,46
K ₂ O	4,90	7,90	5,50	4,16	7,84	2,38	8,37	2,50	5,29	2,38	5,66	2,11
P ₂ O ₅	0,37	0,58	0,48	0,21	0,10	0,19	0,13	0,22	0,20	0,14	-	0,27
H ₂ O	1,30	1,46	5,05	0,55	2,76	1,34	1,80	2,40	2,61	1,95	4,35	1,27
CO ₂	0,50	0,02	0,05	0,04	-	0,12	0,06	1,00	-	-	-	-
Сумма	100,34	98,98	99,44	99,84	92,31	99,87	98,72	100,17	98,20	99,96	97,53	100,00
Основность, кДж	8,1	14,1	6,0	9,1	7,4	6,0	7,4	6,1	6,8	5,1	4,1	7,8

Продолжение таблицы 2.26

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	54,87	52,74	68,88	71,00	66,23	66,92	58,42	71,60	63,74	65,53	69,13	66,22
TiO ₂	0,68	0,72	0,40	0,37	0,47	0,56	0,40	0,84	0,43	0,59	0,41	0,43
Al ₂ O ₃	16,39	19,02	15,10	17,78	15,71	15,78	13,84	14,30	12,92	13,40	13,74	15,49
Fe ₂ O ₃	3,73	10,73	1,94	1,00	2,20	1,30	1,74	0,69	2,92	2,59	3,56	1,90
FeO	3,46	-	1,75	0,72	1,98	1,08	5,78	0,64	2,73	3,17	1,44	2,16
MnO	0,12	-	-	0,03	0,08	0,05	-	0,04	0,10	0,10	0,05	0,06
MgO	3,55	4,57	1,79	0,91	1,58	1,40	6,73	1,71	1,83	2,28	1,56	1,72
CaO	5,23	0,71	2,06	0,53	3,78	0,76	6,32	2,66	2,44	2,16	0,71	3,12
Na ₂ O	4,00	0,52	3,17	0,25	3,89	3,46	2,12	3,95	3,01	3,00	1,29	3,50
K ₂ O	4,57	5,20	2,34	3,53	3,22	5,26	1,76	0,92	2,79	1,85	3,17	2,97
P ₂ O ₅	-	-	0,15	0,12	0,24	0,28	-	-	0,13	0,16	0,18	0,13
H ₂ O	1,31	-	1,64	2,81	0,70	2,63	2,62	1,77	2,69	2,28	1,86	1,82
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	2,38	1,48	0,37	0,50
Сумма	97,91	94,21	99,73	99,05	100,08	99,48	99,73	99,13	98,11	98,59	97,47	100,02
ОСНОВНОСТЬ, кДЖ	15,9	8,0	3,2	2,4	5,8	8,3	7,7	5,4	3,4	6,3	3,4	4,8

Продолжение таблицы 2.26

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	64,42	67,71	54,62	57,50	59,18	70,08	61,61	63,47	60,90	69,84	72,59	57,18
TiO ₂	0,51	0,50	0,80	0,75	1,12	0,68	0,33	0,30	0,26	0,23	0,32	0,37
Al ₂ O ₃	15,88	14,36	15,78	15,28	16,34	14,66	17,00	18,03	16,28	15,05	15,24	15,69
Fe ₂ O ₃	2,14	5,63	5,36	3,88	1,18	3,08	1,08	2,00	2,77	0,43	0,33	2,38
FeO	2,02	0,43	3,46	3,45	4,11	0,72	4,09	1,60	2,73	3,30	2,35	5,91
MnO	0,09	0,01	0,05	0,06	0,08	0,05	0,08	0,04	0,08	0,03	0,02	0,10
MgO	1,44	0,65	3,45	3,20	2,70	1,03	2,68	1,47	2,90	0,80	0,50	4,39
CaO	2,98	0,14	5,36	3,93	3,12	0,26	2,35	1,45	2,00	1,75	0,50	6,06
Na ₂ O	3,80	0,32	2,78	2,60	4,00	0,35	5,78	4,62	1,38	4,05	1,30	3,16
K ₂ O	2,81	3,62	1,77	4,20	2,70	5,00	0,98	3,55	3,53	3,20	4,42	1,40
P ₂ O ₅	0,12	0,07	-	-	-	-	0,13	0,17	0,14	0,08	0,12	0,17
H ₂ O	1,92	1,17	4,42	3,41	3,10	3,76	1,91	1,96	1,10	0,88	1,97	2,59
CO ₂	0,46	0,11	0,15	-	1,76	0,10	1,37	1,46	3,23	0,15	1,33	0,05
Сумма	98,59	94,72	98,00	98,26	96,39	99,67	99,39	100,12	97,30	99,79	100,99	99,45
Основность, кДж	8,8	1,9	6,3	11,7	10,0	3,4	6,3	10,4	6,0	4,4	3,9	7,6

Продолжение таблицы 2.26

КОМПОНЕНТЫ	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	62,43	50,50	58,66	60,60	60,30	62,35	61,10	67,33	63,50	48,20	56,10	65,60
TiO ₂	0,37	0,20	1,24	0,39	0,32	0,69	0,96	0,71	0,80	1,10	0,60	0,52
Al ₂ O ₃	16,76	13,19	14,26	17,11	16,20	15,98	16,75	17,26	15,70	20,60	15,70	15,60
Fe ₂ O ₃	3,38	5,43	9,17	1,96	1,16	5,54	6,74	3,56	-	-	-	2,26
FeO	2,25	8,27	2,23	3,41	3,76	-	-	-	4,70	9,00	8,50	1,90
MnO	0,03	0,13	0,03	0,07	0,07	0,02	0,03	0,01	-	-	-	0,10
MgO	1,84	5,85	0,77	3,17	2,61	2,43	4,82	0,57	3,10	4,60	1,90	1,68
CaO	1,44	8,06	0,97	4,67	4,01	2,82	1,94	0,95	5,30	4,60	2,50	4,63
Na ₂ O	0,11	3,22	0,14	3,69	1,66	4,51	4,21	0,25	2,90	2,70	0,10	3,76
K ₂ O	4,76	0,50	3,61	1,16	2,73	1,70	3,67	4,66	1,80	4,60	4,90	3,79
P ₂ O ₅	0,14	0,05	0,22	0,09	0,07	-	-	-	-	-	-	0,23
H ₂ O	2,16	1,85	0,31	2,20	1,99	2,06	0,97	4,36	1,00	1,80	-	0,64
CO ₂	0,75	1,79	2,57	0,95	2,89	0,20	0,20	0,12	-	-	4,40	0,14
Сумма	96,42	99,04	94,18	99,47	97,77	98,30	101,39	99,78	98,80	97,20	94,70	99,86
ОСНОВНОСТЬ, кДж	5,1	9,1	2,5	5,8	6,8	5,0	12,0	3,5	5,9	16,5	6,9	5,9

Продолжение таблицы 2.26

Компоненты	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO ₂	63,80	67,10	62,20	71,21	65,58	74,18	70,01	64,82	76,00	77,20	72,50
TiO ₂	0,50	0,34	0,24	0,34	-	0,07	0,15	-	0,01	0,08	0,15
Al ₂ O ₃	16,80	17,90	16,80	13,49	18,33	11,11	16,88	18,21	11,90	11,80	10,60
Fe ₂ O ₃	-	-	-	1,42	0,13	4,58	1,82	0,92	1,00	0,24	3,50
FeO	4,48	0,84	2,32	1,59	0,22	0,72	0,72	1,14	0,25	0,04	0,50
MnO	-	-	-	0,06	-	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01	0,10
MgO	2,03	0,85	2,95	0,81	0,42	0,49	0,63	0,31	0,60	0,01	1,10
CaO	3,27	1,50	1,25	1,85	0,70	0,06	0,88	0,21	0,70	0,60	1,40
Na ₂ O	2,78	3,48	1,77	3,91	0,67	0,20	5,59	4,72	2,90	1,10	0,15
K ₂ O	4,61	7,26	11,46	4,04	11,44	4,04	2,71	8,67	5,00	7,80	3,70
P ₂ O ₅	-	-	-	0,08	-	0,06	0,13	-	0,07	0,01	0,16
H ₂ O	1,82	0,72	1,13	0,12	0,10	0,97	0,22	0,25	0,92	0,72	2,22
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,04	0,05
Сумма	100,09	99,99	100,12	98,92	97,59	96,39	99,76	99,29	99,42	99,65	99,13
ОСНОВНОСТЬ, кДж	16,5	7,5	16,9	4,5	13,4	1,4	4,8	15,5	2,7	7,7	2,2

Окончание таблицы 2.26

Компоненты	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	71,39	74,91	72,35	70,14	72,15	64,87	70,14	68,04	72,78	56,77	76,14
TiO ₂	0,24	0,08	0,25	0,59	0,43	-	-	0,41	0,45	0,92	0,06
Al ₂ O ₃	15,14	12,86	15,40	13,90	11,77	16,63	14,86	17,20	15,35	19,08	12,32
Fe ₂ O ₃	0,99	0,42	1,22	1,93	1,00	2,36	2,36	0,34	0,55	2,85	0,22
FeO	1,63	1,17	1,35	1,99	0,96	2,35	0,66	0,67	0,10	2,74	-
MnO	0,05	0,02	0,01	0,12	0,01	-	-	0,06	-	0,09	-
MgO	0,58	0,83	1,21	0,65	0,43	2,27	1,08	1,05	0,89	2,56	0,06
CaO	0,52	0,60	0,28	1,87	0,23	3,24	0,05	2,21	0,14	5,52	0,76
Na ₂ O	4,64	3,42	0,16	2,65	0,28	5,71	0,14	5,33	0,36	4,36	0,64
K ₂ O	3,29	5,25	5,14	4,52	3,46	2,79	2,77	2,65	5,00	3,94	8,97
P ₂ O ₅	0,07	0,01	0,06	0,21	0,08	-	-	0,12	0,05	-	-
H ₂ O	0,99	0,09	1,70	1,27	1,84	0,15	0,15	1,83	4,43	0,96	0,47
CO ₂	0,62	0,10	0,11	-	-	0,08	0,05	-	-	0,07	0,14
Сумма	100,15	99,76	99,24	99,84	92,64	100,45	92,26	100,10	100,26	99,86	99,78
ОСНОВНОСТЬ, кДЖ	3,8	8,9	3,7	3,6	1,4	7,7	-0,4	5,6	3,2	9,9	7,0

Примечание. 1-51 – молибден-меднопорфировые месторождения и рудопроявления: 1-3 – Бингем, США (1 – кварцевый монцонит, 2 – биотит-ортоклазовый метасоматит, 3 – серицит-кварцевый метасоматит) [287]; 4-5 – Или, США (4 – монцонит, 5 – серицит-кварцевый метасоматит) [277]; 6-7 – Багдад, США (6 – кварцевый монцонит, 7 – серицит-кварцевый метасоматит) [279]; 8-9 – Каламазу, США (8 – кварцевый монцонит-порфир, 9 – серицит-кварцевый метасоматит) [277]; 10-11 – Чукикамата, Чили (10 – гранодиорит-порфир, 11 – серицит-кварцевый метасоматит) [277]; 12-14 – Кальмакыр, Узбекистан (12 – диорит, 13 – калишпатизированный диорит, 14 – серицит-кварцевый метасоматит) [164]; 15-16 – Коунрад, Казахстан (15 – гранодиорит-порфир, 16 – серицит-кварцевый метасоматит) [182]; 17-18 – Айо, США (17 – кварцевый монцонит, 18 – серицит-кварцевый метасоматит) [277], 19-20 – Салаватское, Россия (19 – пироксен-плагиоклазовая порода, 20 – пумпеллиит-серицит-кварцевый метасоматит) [225]; 21-23 – Коксай, Казахстан (21 – гранодиорит-порфир, 22 – пропилит, 23 – серицит-кварцевый метасоматит) [104]; 24-26 – Борлы, Казахстан (24 – гранодиорит-порфир, 25 – пропилит, 26 – серицит-кварцевый метасоматит) [104]; 27-30 – Актогай, Казахстан (27 – диорит, 28 – калишпатизированный диорит, 29 – пропилит, 30 – серицит-кварцевый метасоматит) [104]; 31-33 – Зеленодольское, Россия (31 – кварцевый диорит, 32 – кварц-биотит-полевошпатовый метасоматит, 33 – серицит-кварцевый метасоматит) [38]; 34-35 – Верхнеуральское, Россия (34 – адамеллит-порфир, 35 – серицит-кварцевый метасоматит) [38]; 36-37 – Вознесенское, Россия (36 – диорит, 37 – серицит-кварцевый метасоматит) [38]; 38-39 – Щекарабулакское, Россия (38 – спилит, 39 – серицит-кварцевый метасоматит) [38]; 40-41 – Михеевское, Россия (40 – диорит, 41 – серицит-кварцевый метасоматит) [38]; 42-44 – Колстоун, Австралия (42 – микротоналит, 43 – биотит-полевошпатовый метасоматит, 44 – серицит-кварцевый метасоматит) [279]; 45-47 – Миддл Форк, США (45 – гранодиорит, 46 – биотит-полевошпатовый метасоматит, 47 – серицит-кварцевый метасоматит) [288]; 48-49 – Ят Сауз, Папуа-Новая Гвинея (48 – гранодиорит, 49 – калишпатизированный гранодиорит) [286]; 50-51 – Маунт Фубилан, Папуа – Новая Гвинея (50 – латит-порфир, 51 – калишпатовый метасоматит) [286]; 52-70 – медно-молибденпорфировые месторождения: 52-54 – Жирекенское, Россия (52 – гранит-порфир, 53 – калишпатовый метасоматит, 54 – серицит-кварцевый метасоматит) [163]; 55-56 – Сорское, Россия (55 – гранит, 56 – полевошпатовый метасоматит) [163]; 57-59 – Клаймакс, США (57 – гранит-порфир, 58 – кварц-калишпатовый метасоматит, 59 – серицит-кварцевый метасоматит) [277]; 60-62 – Талицкое, Россия (60 – гранит-порфир, 61 – калишпатизированный гранит-порфир, 62 – серицит-кварцевый метасоматит) [1]; 63-64 – Кастл Дом, США (63 – кварцевый монцонит-порфир, 64 – серицит-кварцевый метасоматит) [277]; 65-66 – Санта Рита, США (65 – гранодиорит-порфир, 66 – аргиллизит) [277]; 67-68 – Моренси, США (67 – гранодиорит-порфир, 68 – серицит-кварцевый метасоматит) [277]; 69-70 – Каджаран, Армения (69 – монцонит, 70 – калишпат-серицит-кварцевый метасоматит) [115]. Низкие суммы породообразующих оксидов (<99 %) в химическом составе некоторых пород обусловлены присутствием Cu, S, Cl, F, не приведенных в таблице.

Продолжение таблицы 2.27

Минералы	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Кварц	3,9		2,4	9,1	10,1				11,1	7,8	3,5
Ортоклаз		62,9					57,8				
Микроклин	60,3		86,1	33,7	13,1	81,3		86,9	40,2	13,3	80,7
Альбит	4,8	20,4	5,2	4,7	2,9		30,8	6,4	4,2	2,9	7,0
Анортит			0,3	2,3		1,6				1,9	1,1
Лейцит						5,5					
Нефелин		7,0					5,3	2,2			
Эгирин		2,0									
Энстатит											
Гиперстен											
Волластонит		3,3					2,3				
Форстерит		1,2									
Фаялит							0,8				
Биотит											
Корунд			1,9					1,2			1,7
Серицит	26,6			46,2	69,7				39,8	71,5	
Кальцит		0,4	0,2		0,5		0,2				1,4
Доломит	0,4										
Магнезит	0,4							0,2			
Флюорит											
Магнетит	0,7	1,2	1,0	0,6	1,2	1,1	2,5	1,4	0,5	0,6	0,7
Гематит	2,4	1,1	1,5	2,4	0,4	2,9		0,3	0,8	0,9	0,8
Шпинель			1,0	0,3	1,9	3,1		0,8	1,6	1,0	1,3
Рутил	0,5	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,1	0,6
Апатит		0,2		0,3				0,2			0,2

Окончание таблицы 2.27

Минералы	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
Кварц				0,2			2,6	14,2	16,0	7,9	4,4
Ортоклаз	50,2			61,6				39,1			
Микроклин		69,5	63,6		81,4	41,9	83,0		70,3	44,4	72,6
Альбит	13,4			26,8			6,1	36,4	3,7	12,2	4,9
Анортит		2,8	2,6	2,4	1,9	1,0		1,3			1,6
Лейцит			2,5		9,3	24,4					
Нефелин	23,7	11,5	3,1		4,5	1,9					
Эгирин	5,1						2,9				
Энстатит							1,0	2,3			
Гиперстен					2,6					1,1	
Волластонит	3,0	3,8			0,3		0,1	4,5		0,5	
Форстерит	1,6	3,2									
Фаялит		3,8									
Биотит											
Корунд		2,6		4,9					4,2		3,2
Серицит			23,0			25,9				33,3	
Кальцит				1,1		2,0					
Доломит				2,6		1,2	4,1		2,6		7,0
Магнезит											
Флюорит									1,2		0,6
Магнетит	1,3	2,3	0,6	0,5				1,2	1,0	0,6	0,5
Гематит	1,2		3,2	0,1		1,6		0,8	0,6		1,8
Шпинель			1,1								3,3
Рутил	0,5	0,5	0,3	0,4		0,1	0,2	0,2	0,2		0,1
Апатит									0,2		

Примечание. 1-10 – рябиновский комплекс (1 – пуласкит, 2 – апопуласкитовый микроклинит-1, 3 – серицитизированный микроклинит, 4 – серицитолит, 5 – микроклинит-2; 6 – сиенит-пегматит, 7 – микроклинит-1 по сиенит-пегматиту, 8 – серицитизированный микроклинит, 9 – серицитолит, 10 – микроклинит-2); 11-23 – якутский комплекс (11 – пуласкит, 12 – апопуласкитовый микроклинит-1, 13 – серицитизированный микроклинит, 14 – серицитолит, 15 – микроклинит-2; 16 – пегматоидный сиенит, 17 – микроклинит-1 по пегматоидному сиениту, 18 – серицитизированный микроклинит, 19 – серицитолит, 20 – микроклинит-2; 21 – псевдолейцитовый порфир, 22 – микроклинитизированный псевдолейцитовый порфир, 23 – эпилейцитовый порфир); 24-36 – ылыммахский комплекс (24 – пуласкит, 25 – апопуласкитовый микроклинит-1, 26 – серицитизированный микроклинит, 27 – серицитолит, 28 – микроклинит-2; 29 – пегматоидный сиенит, 30 – микроклинит по пегматоидному сиениту, 31 – серицитизированный микроклинит, 32 – серицитолит, 33 – микроклинит-2; 34 – псевдолейцитовый порфир, 35 – микроклинитизированный псевдолейцитовый порфир, 36 – эпилейцитовый порфир); 37-40 – томмотский комплекс (37 – пуласкит, 38 – апопуласкитовый микроклинит-1, 39 – серицитизированный микроклинит, 40 – микроклинит-2); 41-44 – мрачный комплекс (41 – щелочной граносиенит, 42 – микроклинит-1 по граносиениту, 43 – серицитизированный микроклинит, 44 – микроклинит-2).

Таблица 2.28

Минеральный состав (%) магматических и метасоматических пород молибден-меднопорфировых и медно-молибденпорфировых месторождений и рудопроявлений [81]

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кварц	9,0	14,3	37,3	11,5	0,3	21,2	11,2	9,5	37,6	16,5
Ортоклаз	29,5	32,7		12,5	27,8		13,3	28,8		
Альбит	32,7	14,5	1,5	31,3	37,0	5,2	30,1	27,4	2,5	46,9
Анортит	10,6	1,2		23,8	13,7		30,3	19,6	0,7	2,0
Форстерит					3,9					
Энстатит	8,8			10,0	10,0		8,0	7,7	2,5	3,5
Гиперстен	2,7	4,9	2,8	4,3	2,8		1,4	2,3		2,0
Волластонит	3,1			2,3			0,2	0,7		
Биотит		22,1	12,5							19,0
Серицит			37,1			45,5			47,8	
Кальцит							0,3		0,2	3,1
Доломит										
Магнезит										
Корунд		2,8	3,2							5,5
Магнетит	2,4	1,0	1,5	3,1	4,0		4,7	3,5	1,4	1,0
Гематит						6,6			0,9	
Пирит		4,7	3,0			3,9				
Рутил	0,5	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,2
Апатит	0,7	1,1	0,5	0,6						0,3

Продолжение таблицы 2.28

Минералы	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Кварц	18,9	35,5	23,3	17,4	46,7	27,0	15,7	54,6	23,1
Ортоклаз	16,0		4,5	10,3		22,8	68,8	7,7	4,1
Альбит	37,3	12,2	42,2	37,5	2,3	36,0	6,1	1,7	49,3
Анортит			13,7	8,7	4,2	7,1	3,7	0,3	3,6
Форстерит									
Энстатит									
Гиперстен						1,5	0,4	1,2	
Волластонит						0,9			
Биотит	15,7	9,3	9,3	17,6	2,3	3,0	1,4	0,9	4,2
Серицит		26,9			40,2			24,9	14,0
Кальцит	2,3								
Доломит		8,0							
Магнезит	1,0								
Корунд	6,4	4,7	2,2	2,9	0,8		3,9		
Магнетит	1,9	2,9				1,5			
Гематит			4,0	4,6	2,7			0,7	1,3
Пирит								8,0	
Рутил	0,2	0,2	0,5	0,7	0,5	0,2			0,1
Апатит	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3				0,3

Окончание таблицы 2.28

Минералы	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Кварц	3,1	34,8	36,1	47,7	27,7	31,3	45,4	5,1	34,4
Ортоклаз	47,0	25,6	45,1	10,1	6,4	26,6	1,1	14,7	49,0
Альбит	41,4	25,4	9,9	1,3	39,7	32,9	1,3	37,2	5,9
Анортит	1,0	3,0	3,0	5,7			0,5	19,7	
Форстерит									
Энстатит				3,0					0,2
Гиперстен									
Волластонит								2,3	1,2
Биотит	3,4	5,3			4,9	5,5	7,5	17,4	
Серицит	3,0	5,0	5,6	28,9	18,4	2,5	42,5		
Кальцит				0,1		0,2	0,3	0,2	0,3
Доломит					1,5				
Магнезит									
Корунд									
Магнетит	1,0			1,2	1,0	0,4	1,2	2,8	
Гематит		0,7	0,2	1,6					0,2
Пирит									
Рутил			0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,6	
Апатит		0,2		0,3	0,2				

Примечание. 1-15 - молибден-меднопорфировые месторождения и рудопроявления: 1-3 – Бингем, США (1 – кварцевый монзонит, 2 – биотит-ортоклазовый метасоматит, 3 – серицит-кварцевый метасоматит); 4-6 – Кальмакыр, Узбекистан (4 – диорит, 5 – калишпатизированный диорит, 6 – кварц-серицитовый метасоматит); 7-9 – Актогай, Казахстан (7 – диорит, 8 – калишпатизированный диорит, 9 – кварц-серицитовый метасоматит); 10-12 – Зеленодольское, Россия (10 – кварцевый диорит, 11 – биотит-полевошпатовый метасоматит, 12 – серицит-кварцевый метасоматит); 13-15 – Колстоун, Австралия (13 – биотитовый микротоналит, 14 – биотит-полевошпатовый метасоматит, 15 – серицит-кварцевый метасоматит); 16-28 – медно-молибденпорфировые месторождения: 16-18 – Жирекенское, Россия (16 – гранит-порфир, 17 – кварц-ортоклазовый метасоматит, 18 – серицит-кварцевый метасоматит); 19-20 – Сорское, Россия (19 – гранит, 20 – полевошпатовый метасоматит); 21-23 – Клаймакс, США (21 – гранит-порфир, 22 – кварц-калишпатовый метасоматит, 23 – серицит-кварцевый метасоматит); 24-26 – Талицкое, Россия (24 – гранит-порфир; 25 – калишпатизированный гранит-порфир, 26 – серицит-кварцевый метасоматит); 27-28 – Каджаран, Армения (27 – монзонит, 28 – калишпат-серицит-кварцевый метасоматит).

Серицит-микроклиновые метасоматиты занимают вполне определенное положение среди метасоматических пород, свойственных для рудных месторождений порфирового типа [97, 236]. В предложенной автором систематике метасоматических пород [49-51] при сравнении их средних составов (Таблицы 2.29, 2.30) по кислотно-основным свойствам, выраженным величиной общей основности (ΔZ), они подразделяются на четыре группы: высокоосновные (I), основные (II), среднеосновные (III) и низкоосновные (IV) (Рисунок 2.27).

В группу высокоосновных метасоматитов ($\Delta Z > 20$ кДж) входят карбонаты, апокарбонатные кальцитовые и доломит-анкеритовые метасоматиты, скарны и родингиты, сформировавшиеся в раннюю щелочную стадию в условиях проявления субщелочного кальциевого и железо-магнезиального метасоматоза [41, 165, 170, 172]. Метасоматиты первой группы характеризуются низкими содержаниями глинозема, кремнезема, оксида калия (Рисунок 2.28), преобладанием в их минеральном составе карбонатов (кальцита, доломита, анкерита) или пироксенов и гранатов (Таблица 2.30).

Таблица 2.29

Средний химический состав (масс.%) метасоматических пород (1-39) и их эдуктов (1а-39а)

Компоненты	1(22)	1а (22)	2(16)	2а(11)	3(28)	3а(28)	4(28)	4а(28)	5(24)	5а(24)	6(24)	6а(24)	7(27)
SiO ₂	6,82	40,98	5,90	38,87	1,76	1,68	4,49	2,96	45,19	11,63	43,44	62,31	40,12
TiO ₂	0,34	1,50	1,28	0,07	0,02	0,02	0,04	0,03	0,24	0,06	0,24	0,34	0,19
Al ₂ O ₃	1,52	10,27	1,38	1,21	0,30	0,58	0,76	0,63	7,68	1,24	11,59	14,30	6,87
Fe ₂ O ₃	2,23	5,14	4,43	4,97	0,22	0,27	4,47	0,46	2,28	0,90	3,28	3,75	7,66
FeO	2,96	4,97	4,21	2,90	0,10	0,10	0,10	0,25	0,88	0,31	2,31	2,17	3,76
MnO	0,39	0,27	1,25	0,09	0,06	0,03	1,54	0,12	0,68	0,08	0,14	0,03	1,94
MgO	2,189	4,31	13,91	37,60	1,60	20,73	17,87	20,67	19,45	18,25	16,18	3,33	4,70
CaO	45,47	15,78	31,09	1,23	52,45	29,62	27,87	29,17	18,92	31,89	16,79	6,65	28,66
Na ₂ O	0,62	3,42	0,39	0,15	0,07	0,09	0,09	0,10	0,23	0,21	0,87	2,88	0,42
K ₂ O	0,65	3,45	0,40	0,11	0,10	0,27	0,32	0,28	0,07	0,20	2,39	4,69	0,10
P ₂ O ₅	2,20	1,81	1,65	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	0,03	0,10
H ₂ O	0,76	0,79	0,49	10,82	0,43	0,22	0,77	0,64	2,14	2,58	2,14	0,94	0,37
CO ₂	33,59	6,67	33,91	1,13	42,51	45,61	41,14	44,38	1,74	32,41	0,65	0,25	4,06
Сумма	99,73	99,36	98,62	99,16	99,65	99,26	99,48	99,70	99,55	99,78	100,04	99,23	98,95

Продолжение таблицы 2.29

Компоненты	7a(27)	8(37)	8a(37)	9(26)	9a(15)	10(29)	10a(29)	11(20)	11a(20)	12(20)	12a(20)	13(10)	13a(10)
SiO ₂	8,00	40,63	57,73	39,77	48,43	36,51	39,38	56,60	57,88	32,62	5,55	34,70	11,52
TiO ₂	0,05	0,50	0,58	0,53	1,34	0,05	0,07	0,89	1,03	0,05	0,03	0,39	0,10
Al ₂ O ₃	1,90	11,47	15,38	14,44	15,01	1,11	1,04	15,17	14,80	0,51	0,38	8,91	2,58
Fe ₂ O ₃	0,85	8,54	1,95	3,31	3,23	5,08	3,54	4,54	3,55	0,69	0,83	1,91	0,57
FeO	0,24	4,06	3,92	5,49	5,85	3,47	7,93	2,59	3,81	0,70	0,27	1,01	0,42
MnO	0,27	0,55	0,17	0,13	0,17	0,13	0,16	0,11	0,17	0,50	0,29	0,06	0,06
MgO	4,03	3,23	3,34	9,64	7,48	40,85	44,62	2,05	3,79	20,90	21,95	9,63	17,64
CaO	47,42	27,56	9,66	22,27	10,66	0,46	0,55	3,85	6,01	20,07	27,42	14,35	24,48
Na ₂ O	0,22	0,38	3,05	0,79	3,30	0,19	0,08	3,66	4,14	0,14	0,13	0,21	0,15
K ₂ O	0,12	0,32	2,40	0,02	0,67	0,07	0,03	9,33	4,53	0,22	0,18	6,80	1,43
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,13	0,07	0,18	0,02	0,02	0,20	0,15	0,02	0,02	0,15	0,12
H ₂ O	0,08	0,87	0,80	3,63	3,04	11,94	1,79	0,94	1,08	2,21	0,64	0,60	0,33
CO ₂	36,05	0,34	0,23	0,10	0,53	0,35	0,30	0,41	0,62	21,67	42,10	21,27	38,77
Сумма	99,26	98,54	99,34	100,19	99,89	100,23	99,51	100,34	101,56	100,30	99,79	99,99	98,17

Продолжение таблицы 2.29

Компоненты	14(31)	14a(31)	15(25)	15a(25)	16(20)	16a(29)	17(34)	17a(20)	18(20)	18a(20)	19(29)	19a(29)	20(20)
SiO ₂	1,84	1,95	59,82	58,66	54,43	58,63	55,76	54,80	59,39	29,12	34,52	39,69	57,22
TiO ₂	0,02	0,02	0,35	0,48	0,19	0,52	0,44	0,66	0,22	0,12	0,02	0,02	0,12
Al ₂ O ₃	0,83	0,34	18,71	18,01	27,14	17,82	21,02	19,01	0,41	0,36	0,76	0,85	2,12
Fe ₂ O ₃	0,63	0,35	2,09	2,77	1,58	3,05	2,66	3,50	0,49	0,31	2,25	4,37	2,79
FeO	1,17	0,50	0,90	1,41	0,31	1,55	1,60	2,00	0,13	0,41	3,98	2,98	3,30
MnO	0,05	0,04	0,08	0,10	0,02	0,12	0,13	0,16	0,02	0,36	0,11	0,08	0,07
MgO	44,21	21,06	0,45	0,81	0,24	0,93	0,68	1,04	31,54	26,90	32,33	37,76	28,19
CaO	1,64	29,59	0,74	2,23	0,28	2,03	1,93	2,30	1,62	16,18	1,56	0,36	0,99
Na ₂ O	0,08	0,06	1,23	3,71	0,44	4,18	2,97	3,87	0,27	0,06	0,06	0,06	0,18
K ₂ O	0,07	0,07	13,71	9,76	12,60	9,23	10,19	9,68	0,27	0,10	0,06	0,05	0,14
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,07	0,14	0,05	0,11	0,11	0,17	0,10	0,03	0,14	0,02	0,03
H ₂ O	0,07	0,06	1,60	1,00	2,20	0,91	2,08	1,91	4,72	3,36	3,51	11,34	4,60
CO ₂	48,97	45,43	0,50	0,36	0,14	0,41	0,95	0,30	2,14	23,23	20,23	1,71	0,67
Сумма	99,61	99,49	99,65	99,48	99,62	99,49	100,52	99,40	101,05	100,23	99,53	99,29	100,42

Продолжение таблицы 2.29

Компоненты	20a(20)	21(20)	21a(20)	22(27)	22a(27)	23(20)	23a(20)	24(29)	24a(29)	25(24)	25a(24)	26(25)	26a(25)
SiO ₂	39,62	65,31	66,15	65,16	68,60	60,49	65,44	29,93	38,53	37,51	48,02	53,76	56,04
TiO ₂	0,09	0,32	0,34	0,27	0,31	0,44	0,48	0,04	0,06	0,95	1,26	0,60	0,82
Al ₂ O ₃	1,70	16,45	15,98	18,38	15,50	13,43	15,09	1,32	1,74	13,97	14,79	13,70	14,78
Fe ₂ O ₃	4,15	1,70	1,80	1,28	0,96	3,14	1,91	1,28	4,90	1,70	3,25	1,38	1,94
FeO	3,29	0,96	1,41	1,05	1,72	1,01	2,15	4,73	3,18	6,40	7,27	2,64	4,65
MnO	0,09	0,04	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,16	0,09	0,20	0,14	0,12	0,16
MgO	35,70	0,82	1,12	0,80	1,02	1,36	1,39	25,62	35,65	5,89	6,93	3,23	4,93
CaO	1,92	1,10	2,22	1,34	2,18	3,67	2,83	3,68	1,27	10,17	9,09	6,62	5,06
Na ₂ O	0,14	1,87	4,54	8,99	3,95	1,07	3,73	0,05	0,08	0,98	2,78	6,62	3,15
K ₂ O	0,05	9,44	4,48	0,88	3,71	8,91	5,29	0,31	0,35	3,15	0,57	0,73	2,17
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,14	0,17	0,17	0,24	0,16	0,02	0,02	0,16	0,18	0,18	0,18
H ₂ O	11,17	1,02	1,01	0,35	0,61	0,62	0,50	1,02	10,64	2,09	3,27	0,48	3,22
CO ₂	2,29	0,53	0,26	0,32	0,17	4,29	0,95	31,02	2,71	16,60	2,04	9,31	2,12
Сумма	100,28	99,68	99,52	99,07	98,95	98,72	99,97	99,18	99,22	99,77	99,59	99,37	99,22

Продолжение таблицы 2.29

КОМПОНЕНТЪ	27(20)	27a(20)	28(22)	28a(22)	29(20)	29a(20)	30(23)	30a(23)	31(22)	31a(20)	32(37)	32a(37)	33(20)
SiO ₂	58,17	61,75	3,84	4,62	65,40	65,39	69,29	62,82	41,06	71,22	75,54	71,19	71,21
TiO ₂	0,63	0,57	0,03	0,02	0,50	0,44	0,44	0,55	1,19	0,33	0,21	0,24	0,42
Al ₂ O ₃	16,77	15,41	1,54	0,77	14,34	14,75	14,58	15,37	46,99	13,97	12,96	14,39	12,16
Fe ₂ O ₃	3,44	2,72	1,96	1,36	1,94	1,95	1,74	2,44	0,14	0,99	1,42	1,23	2,94
FeO	2,98	3,03	39,57	4,80	1,82	2,30	1,48	2,66	0,21	2,38	1,74	1,75	1,68
MnO	0,11	0,10	1,22	0,27	0,15	0,09	0,03	0,15	0,03	0,08	0,08	0,05	0,04
MgO	2,79	2,97	12,49	16,59	1,28	1,51	1,07	2,72	0,07	2,48	0,66	0,83	3,33
CaO	4,37	4,94	1,51	28,47	2,64	2,97	1,22	3,26	0,13	0,51	0,68	1,34	1,16
Na ₂ O	2,87	3,05	0,01	0,01	0,89	3,72	1,34	3,70	0,21	4,16	0,62	3,47	0,42
K ₂ O	3,06	2,51	0,01	0,01	4,52	2,98	4,42	2,71	0,44	0,85	3,58	4,32	2,44
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,01	0,01	0,13	0,13	0,11	0,13	0,07	0,11	0,08	0,05	0,08
H ₂ O	2,76	2,25	-	-	2,09	1,44	2,33	1,97	8,93	2,24	1,45	0,83	2,98
CO ₂	0,33	0,19	37,52	42,10	3,52	1,44	0,87	0,54	-	-	0,16	0,02	0,21
Сумма	98,37	99,60	99,77	99,03	99,22	99,11	98,92	99,02	99,47	99,32	99,18	99,71	99,07

Окончание таблицы 2.29

Компонентъ	33a(20)	34(27)	34a(27)	35(27)	35a(27)	36(23)	36(23)	37(17)	37a(24)	38(35)	38a(31)	39(15)	39a(9)
SiO ₂	61,63	67,67	65,25	74,56	66,79	52,03	49,07	70,31	54,05	90,90	5,51	80,80	61,86
TiO ₂	0,74	0,49	0,52	0,38	0,41	0,23	0,82	0,62	0,92	0,05	0,04	0,08	0,22
Al ₂ O ₃	14,43	15,72	16,09	15,25	15,26	1,41	9,20	20,54	17,40	1,17	1,03	3,92	12,44
Fe ₂ O ₃	2,37	1,14	1,78	1,53	2,43	29,60	4,48	3,35	5,98	0,77	0,96	1,91	2,96
FeO	3,81	1,67	2,42	0,45	1,54	12,51	10,89	0,39	4,61	0,87	0,34	2,87	2,57
MnO	0,09	0,05	0,07	0,07	0,16	0,40	0,36	0,03	0,19	0,04	0,25	0,15	0,14
MgO	5,08	1,04	1,59	0,63	1,53	1,56	12,86	0,08	1,49	1,03	18,24	1,41	4,63
CaO	3,49	1,49	2,27	0,34	2,66	0,90	7,49	0,22	2,66	2,15	29,52	3,20	1,91
Na ₂ O	2,34	1,18	3,05	0,45	2,93	0,19	1,23	0,19	4,23	0,11	0,10	0,42	3,12
K ₂ O	1,68	3,98	3,43	2,20	3,03	0,10	0,51	0,09	5,32	0,33	0,36	2,23	6,27
P ₂ O ₅	0,31	0,08	0,09	0,06	0,07	0,35	0,19	0,08	0,38	0,05	0,07	0,07	0,07
H ₂ O	3,17	4,41	2,17	3,82	2,68	0,38	2,73	4,21	2,64	0,52	0,48	0,60	1,00
CO ₂	0,61	2,34	0,56	-	-	0,15	0,46	-	-	2,09	42,13	2,60	0,46
Сумма	99,75	101,26	99,29	99,74	99,49	99,81	100,29	100,11	99,87	100,09	99,03	100,26	97,65

Примечание. Здесь и в таблице 2.30: 1-9 – высокоосновные метасоматиты (1-2 – кальцитовые и доломит-анкеритовые карбонатиты [34, 102, 185, 205, 265], 3-4 – кальцитовые и доломит-анкеритовые апокарбонатные метасоматиты [69, 111, 215], 5-6 – магниальные экзоскарны и эндоскарны [137, 204, 227, 232], 7-8 – известковые экзоскарны и эндоскарны [12, 103, 176, 190, 219], 9 – родингиты по основным породам [5, 126, 127, 157, 200]); 10-19 – основные метасоматиты (10 – серпентиниты [107, 135, 160, 171], 11 – фениты [36, 80, 205, 218, 242], 12-13 – аподоломитовые карбонатно-тальковые метасоматиты и гумбеиты [45, 79, 133, 143, 241, 249], 14 – магнезитовые метасоматиты [6, 256]), 15 – микроклиниты [55, 58, 65, 244, 250], 16-17 – микроклин-серицитовые метасоматиты по щелочным сиенитам и псевдолейцитовым порфирам [65, 122, 140, 152, 244], 18 – аподоломитовые талькиты [133, 168, 193], 19 – апосерпентинитовые магнезит-тальковые метасоматиты [7, 133, 224]; 20-28 – среднеосновные метасоматиты (20 – апосерпентинитовые талькиты [133, 168], 21 – биотит-ортоклазовые метасоматиты [38, 104, 119, 163, 277], 22 – альбититы [37, 129, 192, 207], 23 – гумбеиты по алюмосиликатным породам [37, 43, 79, 134, 268], 24-25 – листовениты по ультраосновным и основным породам [131, 223, 235], 26 – эйситы [38, 40, 98, 156, 191], 27 – пропилиты [38, 104, 129, 178, 197], 28 – сидероплезитовые метасоматиты [239]); 29-39 – низкоосновные метасоматиты (29 – березиты [135, 158, 224, 229, 269], 30 – кварц-серицитовые метасоматиты [38, 104, 163, 277, 286], 31 – диаспор-пирофиллитовые метасоматиты [233], 32 – мусковит-кварцевые грейзены [37, 39, 135, 183, 234], 33 – хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты [104, 128, 162, 260, 268], 34 – аргиллизиты [27, 42, 135, 270, 277], 35 – вторичные кварциты [25, 184, 197], 36 – гематит-магнетитовые кварциты [125, 177, 196, 258], 37 – кварц-пирофиллитовые метасоматиты [2, 105, 237], 38-39 – джаспероиды по карбонатным и алюмосиликатным породам [69, 79, 89, 241, 249]). В скобках приведено количество анализов пород.

Средний минеральный состав (%) метасоматических пород [81]

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8
Кальцит	73,8	5,0	90,2				10,7	0,9
Доломит	2,6	56,3	7,8	75,1	4,3	1,5		
Анкерит		13,9		20,1				
Магнезит								
Сидерит								
Диопсид	4,5				77,9	46,7	48,6	34,5
Волластонит		8,8						
Эгирин	3,1	2,1						
Гроссуляр							21,2	43,5
Оливин								
Шпинель					10,3			
Роговая обманка								
Флогопит					1,0	36,3		
Биотит	10,1	6,4						
Эпидот								
Хлорит								
Лизардит								
Тальк								
Брусит								
Ортоклаз							0,6	2,1
Микроклин			0,5	1,6				
Адуляр								
Альбит								
Плагиоклаз			0,7	1,3	3,8	12,4	8,1	7,1
Нефелин								
Серицит								
Каолинит								
Пирофиллит								
Диаспор								
Кварц			0,7	1,8			2,1	1,8
Апатит	4,6	3,3			0,2		0,2	0,2
Корунд								
Магнетит	1,1	3,4	0,1	0,1	2,0	3,0	8,4	9,5
Гематит								
Рутил	0,2	0,8			0,2	0,1	0,1	0,4

Продолжение таблицы 2.30

Минералы	9	10	11	12	13	14	15	16
Кальцит	0,2	0,5	1,0	23,3			1,3	0,3
Доломит					50,2			
Анкерит						3,9		
Магнезит						91,6		
Сидерит								
Диопсид	30,9		8,7					
Волластонит								
Эгирин			11,7					
Гроссуляр	32,9							
Оливин		3,1						
Шпинель								
Роговая обманка								
Флогопит								
Биотит							2,7	1,2
Эпидот								
Хлорит	18,8							
Лизардит		75,6						
Тальк				52,6		1,9		
Брусит		16,1						
Ортоклаз		0,2	55,4	0,9	37,5	0,2		
Микроклин							80,7	35,6
Адуляр								
Альбит				1,1			11,1	3,5
Плагиоклаз	13,3	1,3	21,0		4,7	1,9		
Нефелин			3,8					
Серицит								58,2
Каолинит								
Пирофиллит								
Диаспор								
Кварц					5,1			
Апатит	0,2		0,3		0,3		0,2	0,1
Корунд							1,6	
Магнетит	3,3	3,1	1,1	0,6	1,9	0,5	2,2	
Гематит								1,0
Рутил	0,4	0,1	0,8		0,3		0,2	0,1

Продолжение таблицы 2.30

Минералы	17	18	19	20	21	22	23	24
Кальцит	2,1				1,4	0,7	3,3	
Доломит		4,1	3,2	0,2			7,9	
Анкерит								12,2
Магнезит			35,5	1,1				51,1
Сидерит								2,5
Диопсид								
Волластонит	1,2							
Эгирин								
Гроссуляр								
Оливин								
Шпинель								
Роговая обманка								
Флогопит								
Биотит	2,6				4,8	6,3		
Эпидот								
Хлорит								
Лизардит								
Тальк		93,3	57,4	91,0				
Брусит								7,3
Ортоклаз		0,9	0,2	0,6	54,7		54,0	
Микроклин	39,1					4,0		
Адуляр								
Альбит		1,1				78,7	9,9	
Плагиоклаз			1,7	4,8	18,9			
Нефелин	14,2							
Серицит	39,8							3,7
Каолинит								
Пирофиллит								
Диаспор								
Кварц					16,2	8,1	18,9	22,0
Апатит	0,3	0,2	0,2		0,3	0,3	0,3	
Корунд					1,8	0,4	2,3	
Магнетит		0,2	1,8	2,2	1,7	1,3	2,4	1,1
Гематит	0,5	0,1					0,7	
Рутил	0,2	0,1		0,1	0,2	0,2	0,3	0,1

Продолжение таблицы 2.30

Минералы	25	26	27	28	29	30	31	32
Кальцит			0,8					0,3
Доломит				5,7	2,1	2,0		
Анкерит	30,8	22,2			6,1			
Магнезит	5,8			30,4				
Сидерит				56,9				
Диопсид						2,7		
Волластонит								
Эгирин								
Гроссуляр								
Оливин								
Шпинель								
Роговая обманка								
Флогопит								
Биотит								
Эпидот			24,9					
Хлорит			14,8					
Лизардит								
Тальк								
Брусит	1,5							
Ортоклаз			16,1		5,6	7,3		0,8
Микроклин		4,3						
Адуляр								
Альбит		62,5	23,0					
Плагиоклаз	12,7				8,4	13,4	1,3	7,0
Нефелин								
Серицит	33,1				39,1	36,8	3,4	38,3
Каолинит								
Пирофиллит							69,0	
Диаспор							25,5	
Кварц	13,8	8,7	15,8	3,4	36,2	35,5		51,6
Апатит	0,2	0,5	0,1		0,3	0,3	0,1	0,2
Корунд			0,9	1,6				
Магнетит	1,5	1,4	3,2	2,0	1,8	1,7	0,1	1,5
Гематит								
Рутил	0,6	0,4	0,4		0,3	0,3	0,6	0,2

Минералы	33	34	35	36	37	38	39
Кальцит	0,5			0,4		2,2	
Доломит		4,8					
Анкерит						3,2	8,7
Магнезит							
Сидерит							
Диопсид		1,4					
Волластонит							
Эгирин							
Гроссуляр							
Оливин							
Шпинель							
Роговая обманка				12,8			
Флогопит							
Биотит							
Эпидот							
Хлорит	19,1						
Лизардит							
Тальк						5,9	6,1
Брусит							
Ортоклаз					0,5		
Микроклин		19,4					
Адуляр						2,1	13,3
Альбит		8,8					
Плагиоклаз	7,7		4,6		1,7	2,6	6,2
Нефелин							
Серицит	26,1		21,1				
Каолинит		39,0					
Пирофиллит			35,5		78,0		
Диаспор							
Кварц	43,5	25,2	37,3	51,5	16,8	83,1	63,4
Апатит	0,1	0,1	0,1	1,0	0,3		0,2
Корунд			5,9				
Магнетит	2,8	1,0	0,9	30,8	0,9	0,9	2,0
Гематит			0,3	3,3	1,4		
Рутил	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4		0,1

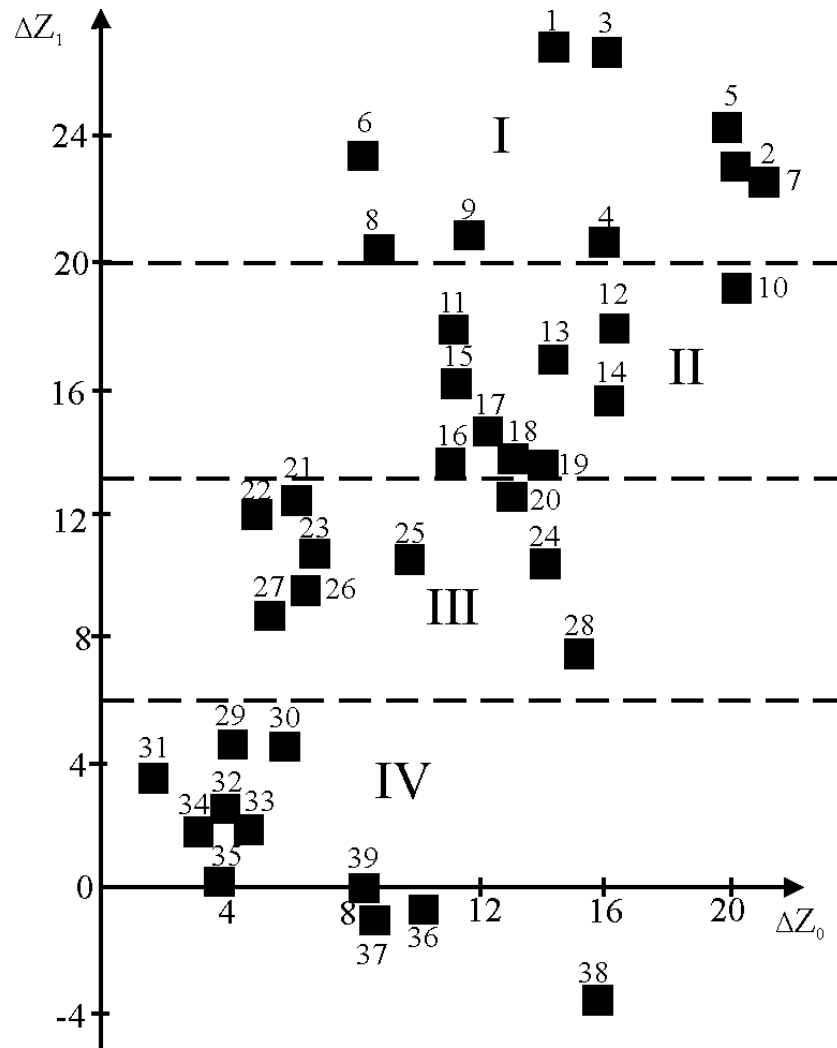


Рис. 2.27. Диаграмма зависимости между основностью (кдж) метасоматических пород (ΔZ_1) и их эдуктов (ΔZ_0) [52], с дополнениями автора:

Здесь и на рис. 2.28, а, б: 1-9 – высокоосновные метасоматиты (I): 1-2 – кальцитовые ($n=30$) и доломит-анкеритовые ($n=28$) карбонатиты, 3-4 – кальцитовые ($n=28$) и доломит-анкеритовые ($n=28$) апокарбонатные метасоматиты, 5-6 – магнезиальные экзоскарны ($n=29$) и эндоскарны ($n=36$), 7-8 – известковые экзоскарны ($n=32$) и эндоскарны ($n=50$), 9 – родингиты по основным породам ($n=33$); 10-18 – основные метасоматиты (II): 10 – серпентиниты ($n=34$), 11 – фениты ($n=35$), 12-13 – аподоломитовые карбонатно-тальковые метасоматиты ($n=20$) и гумбеиты ($n=12$), 14 – магнезитовые метасоматиты ($n=32$), 15 – микроклиниты ($n=26$), 16-17 – микроклин-серицитовые метасоматиты по щелочным сиенитам ($n=40$) и псевдолейцитовым порфирам ($n=34$), 18 – аподоломитовые талькиты ($n=20$), 19 – апосерпентинитовые магнезит-тальковые метасоматиты ($n=31$); 20-28 – среднеосновные метасоматиты (III): 20 – апосерпентинитовые талькиты ($n=20$), 21 – биотит-ортоклазовые метасоматиты ($n=31$), 22 – альбититы ($n=30$); 23 – гумбеиты по алюмосиликатным породам ($n=31$), 24-25 – листвениты по ультраосновным ($n=31$) и основным ($n=38$) породам, 26 – эйситы ($n=34$), 27 – пропилиты ($n=36$), 28 – сидероплезитовые метасоматиты ($n=31$); 29-39 – низкоосновные метасоматиты (IV): 29 – березиты ($n=34$), 30 – кварц-серицитовые метасоматиты ($n=34$), 31 – диаспор-пирофиллитовые метасоматиты ($n=22$), 32 – мусковит-кварцевые грейзены ($n=40$), 33 – хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты ($n=34$), 34 – аргиллизиты ($n=37$), 35 – вторичные кварциты ($n=32$), 36 – гематит-магнетитовые кварциты ($n=28$), 37 – кварц-пирофиллитовые метасоматиты ($n=17$), 38-39 – джаспероиды по карбонатным ($n=35$) и алюмосиликатным ($n=15$) породам; n – количество анализов пород

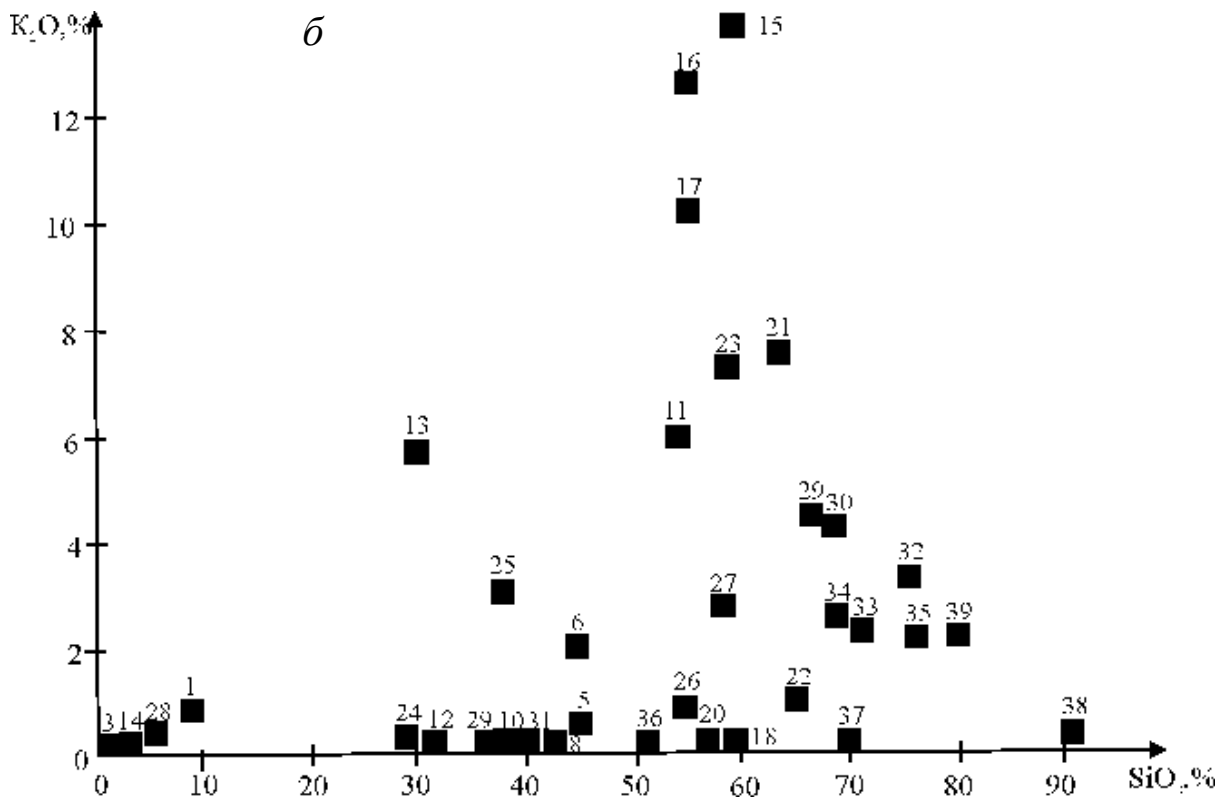
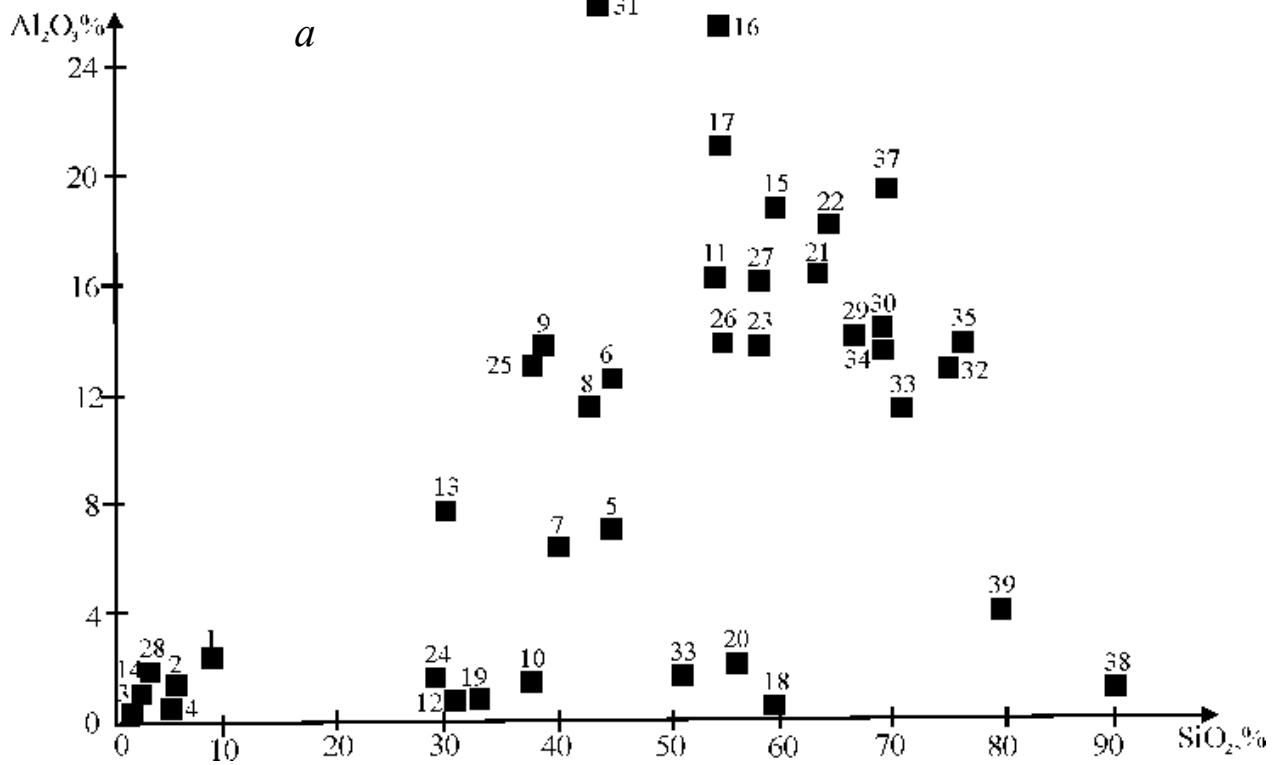


Рис. 2.28. Диаграммы зависимости между содержаниями кремнезема и глинозема (*a*) и кремнезема и оксида калия (*б*) в средних составах метасоматических пород

Группы основных ($\Delta Z=13-20$ кДж) и среднеосновных ($\Delta Z=6-13$ кДж) метасоматитов включают образования ранней щелочной стадии, возникшие в обстановках щелочного (фениты, биотит-ортоклазовые метасоматиты, гумбеиты, микроклиниты, альбититы, эйситы) или субщелочного метасоматоза (пропилиты, магнезитовые и сидероплезитовые метасоматиты) и продукты стадии кислотного выщелачивания (серпентиниты, листвениты, карбонат-гальковые и микроклин-серицитовые метасоматиты).

Группа низкоосновных метасоматитов ($\Delta Z < 6$ кДж) охватывает гидротермально измененные породы (березиты, грейзены, аргиллизиты, кварциты, джаспероиды, хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты), образовавшиеся в кислотную стадию. Состав метасоматических пород четвертой группы характеризуется высоким средним содержанием кремнезема, повышенной концентрацией воды, широким развитием серицита и кварца (Таблицы 2.29, 2.30). Широко распространенные в калиевых щелочных массивах микроклин-серицитовые метасоматиты, детально рассмотренные автором, резко отличаются по среднему химическому составу от других типов метасоматических пород более высокими содержаниями глинозема (за исключением диаспор-пирофиллитовых метасоматитов) и оксида калия (Рисунок 2.28, а, б), преобладанию в минеральном составе высококалиевых алюмосиликатов (микроклина и серицита) (Таблица 2.30).

Проведенный автором сравнительный анализ метасоматитов внутренних зон природных метасоматических колонок и исходных пород по кислотно-основным свойствам позволил выявить существенные различия по характеру корреляционных связей с эдуктом между метасоматитами по алюмосиликатным и карбонатным породам [51-53].

Большинство метасоматических пород, сформировавшихся по алюмосиликатному субстрату (фениты, биотит-ортоклазовые и микроклин-серицитовые метасоматиты, альбититы, серпентиниты, пропилиты, гумбеиты, эйситы, грейзены, березиты, аргиллизиты), характеризуются значимой положительной корреляционной связью (R) по величине основности с породами эдукта (Рисунок 2.29).

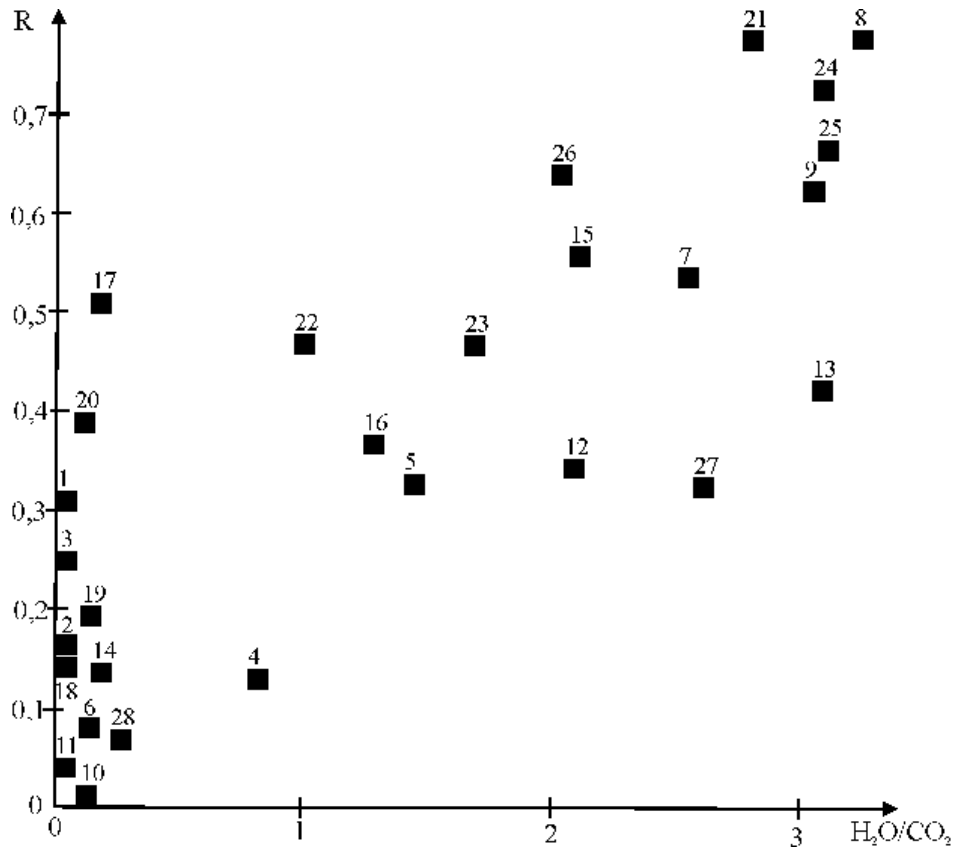


Рис. 2.29. Диаграмма зависимости между корреляционной связью (R) метасоматических пород и их эдуктов по величине основности (ΔZ) и отношением содержаний H_2O и CO_2 в средних составах метасоматитов [51-53], с дополнениями автора:

1-7 – высокоосновные метасоматиты: 1 – кальцитовые карбонатиты ($n=30$); 2-3 – кальцитовые ($n=28$) и доломит-анкеритовые ($n=28$) апокарбонатные метасоматиты; 4-5 – магнезиальные экзоскарны ($n=29$) и эндоскарны ($n=36$); 6-7 – известковые экзоскарны ($n=32$) и эндо-скарны ($n=50$); 8-14 – основные метасоматиты: 8 – серпентиниты ($n=34$), 9 – фениты ($n=35$), 10 – аподоломитовые карбонатно-тальковые метасоматиты ($n=20$), 11 – магнезитовые метасоматиты ($n=32$), 12 – микроклиниты ($n=25$), 13 – микроклин-серицитовые метасоматиты по щелочным сиенитам ($n=32$), 14 – апосерпентинитовые магнезит-тальковые метасоматиты ($n=31$); 15-21 – среднеосновные метасоматиты: 15 – биотит-ортоклазовые метасоматиты ($n=31$), 16 – альбититы ($n=30$), 17 – гумбеиты по алюмосиликатным породам ($n=31$), 18-19 – листвениты по ультраосновным ($n=31$) и основным ($n=38$) породам, 20 – эйситы ($n=34$), 21 – пропициты ($n=36$); 22-28 – низкоосновные метасоматиты: 22 – березиты ($n=34$), 23 – кварц-серицитовые метасоматиты ($n=34$), 24 – мусковит-кварцевые грейзены ($n=40$), 25 – хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты ($n=34$), 26 – аргиллизиты ($n=37$), 27 – гематит-магнетитовые кварциты ($n=28$), 28 – джаспериоды по карбонатным породам ($n=35$). n – количество анализов пород

Магнезиальные и известковые эндоскарны также конкордантны по величине основности с исходными алюмосиликатными породами в отличие от экзоскарнов, состав которых слабо зависит от состава исходных карбонатных пород.

Кальцитовые, доломит-анкеритовые, магнезитовые метасоматиты и джаспероиды также выделяются слабой корреляционной связью по величине основности с породами карбонатного субстрата. Установленные различия обусловлены как особенностями состава замещаемых пород, так и спецификой воздействующих на них гидротермальных растворов, во многом определяющейся соотношением в них воды и углекислого газа. Согласно экспериментальным данным [106, 139, 170], вода и углекислый газ совершенно по-разному ведут себя в постмагматических гидротермальных системах. Если повышение активности воды в них способствует развитию процессов кислотного выщелачивания, то возрастание концентрации углекислого газа во флюидной фазе, наоборот, затормаживает интенсивность их проявления. Косвенным подтверждением этого является наличие прямой корреляционной зависимости ($R=0,75$ при $n=28$) между теснотой связи метасоматических пород и их эдуктов по величине основности и отношением содержаний H_2O/CO_2 в средних составах метасоматитов (Рисунок 2.29).

По результатам обобщения данных о составе внутренних зон 99 экспериментальных метасоматических колонок [106, 170] автором были также установлены значимые положительные корреляционные зависимости между составом исходных растворов, выраженным величиной рН, составом щелочных метасоматитов (альбитовых, калишпатовых, фельдшпатоидных) и метасоматитов стадии кислотного выщелачивания (грейзенов, вторичных кварцитов, березитов, аргиллизитов) по величине основности ($R=0,47$; $0,63$ при $n=22, 24$) [51]. А в колонках, характеризовавших процесс скарнообразования, рН исходных растворов слабо коррелируется с основностью магнезиальных и известковых скарнов ($R=0,24$; $-0,16$ при $n=30, 23$).

2.3. Формация кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов

Процессы пострудного кварц-эгирин-микроклинового метасоматоза проявились в калиевых щелочных провинциях в пределах рябиновского, ыллымахского, мурунского и ильмено-вишневогорского комплексов [29, 31, 46, 100, 242,

251]. В рябиновском и ылымахском комплексах Центрально-Алданской провинции метасоматиты эгирин-микроклинового, эгиринового, кварц-гематит-микроклинового и кварц-микроклинового составов, выделенные нами в самостоятельную формацию [81, 83, 252, 255], образуют многочисленные жилы и прожилки на участках распространения поздних даек и штоков щелочно-гранитной серии (грорудитов, эгириновых граносиенитов, щелочных гранитов) (Рисунки 1.2, 1.4). Они также встречаются в зонах развития фенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов. Жильные кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты пересекают наиболее поздние по времени образования породы щелочногранитной серии (грорудиты, эгириновые граниты и граносиениты) [46, 255]. В пределах массивов они образуются в результате проявления процессов кремне-железо-калиевого метасоматизма на завершающем этапе постмагматической гидротермальной деятельности.

Развитие метасоматического процесса на позднем этапе в породах Рябинового массива характеризовалось условиями постепенного нарастания в гидротермальных растворах активности ионов трехвалентного железа и натрия при снижении потенциала калия [46]. В этих условиях в колонке по грорудитам в раннюю щелочную стадию формируются эгирин-микроклиновые метасоматиты и эгириниты (Таблицы 2.31, 2.32). Изменение химического состава эдукта в эту стадию при образовании эгирин-микроклиновых метасоматитов выражается в привносе в зону реакции ионов железа, калия, кальция, магния, выносе ионов кремния, алюминия и повышении общей основности пород (Таблица 2.33).

Жильные эгириниты выделяются в сравнении с эгирин-микроклиновыми метасоматитами более высокой концентрацией оксидов железа и натрия, низким содержанием оксида калия при преобладании в минеральном составе щелочного пироксена (Таблицы 2.31, 2.32). В стадию кислотного выщелачивания эгирин становится неустойчивым и замещается кварц-гематитовым агрегатом. При этом происходит привнос в зону реакции ионов кремния, водорода, вынос ионов натрия, железа при отрицательном балансе содержаний компонентов. В позднюю щелочную стадию в обстановке привноса в элементарный объем

Таблица 2.31

Химический состав (масс.%) исходных пород и кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	67,76	58,67	52,64	53,90	59,02	76,42	64,28	68,90	65,79	60,26
TiO ₂	0,14	0,35	0,84	0,50	0,15	0,32	0,02	0,04	0,22	0,92
Al ₂ O ₃	15,70	8,82	1,69	1,31	15,84	6,80	18,62	15,85	14,38	16,27
Fe ₂ O ₃	1,85	12,92	30,00	23,42	10,28	6,60	1,75	0,55	2,36	7,80
FeO	0,59	2,03	2,27	2,91	0,56	0,36	0,42	0,43	0,27	0,22
MnO	0,47	0,33	0,40	0,44	0,01	0,21	0,01	-	0,09	0,37
MgO	0,28	1,11	0,57	1,69	0,20	0,41	0,20	0,14	0,40	0,28
CaO	0,45	2,16	1,99	3,72	0,35	0,35	0,25	-	2,34	0,79
Na ₂ O	5,74	6,02	7,65	11,49	0,56	0,56	0,70	0,51	2,39	4,69
K ₂ O	5,94	7,12	0,56	0,29	1,61	5,65	13,14	13,34	10,68	6,59
P ₂ O ₅	-	0,01	0,01	-	0,03	0,11	0,02	-	0,05	0,09
H ₂ O	0,14	0,32	0,54	0,16	1,56	1,96	0,40	1,60	1,69	0,16
CO ₂	0,20	-	0,12	-	0,20	0,19	0,20	0,20	-	0,17
Сумма	99,26	99,86	99,28	99,83	100,07	99,94	100,01	101,56	100,68	98,64
Основность, кДж	7,7	14,7	8,3	15,2	10,9	2,7	12,9	11,6	9,0	11,4

Окончание таблицы 2.31

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	88,21	70,53	51,16	56,28	56,63	57,62	52,63	66,32	65,34	62,35
TiO ₂	0,04	0,18	0,70	0,96	1,41	0,25	5,07	0,64	0,06	0,01
Al ₂ O ₃	2,64	13,69	11,68	13,22	9,15	16,98	6,72	12,75	20,16	7,75
Fe ₂ O ₃	1,30	0,40	3,53	8,70	13,68	3,06	14,80	1,46	0,88	0,88
FeO	1,29	1,55	3,86	1,95	1,80	2,03	1,58	1,82	0,11	0,67
MnO	0,07	0,04	0,13	0,16	0,17	0,09	0,36	0,09	0,58	0,18
MgO	0,16	0,10	6,09	1,02	1,13	0,76	0,83	0,73	0,05	0,10
CaO	0,67	0,12	6,06	2,27	2,20	2,15	2,45	1,47	0,36	10,39
Na ₂ O	0,18	0,40	1,56	3,77	5,16	2,18	7,36	0,68	0,28	1,75
K ₂ O	1,99	12,27	10,26	9,64	7,73	13,09	6,10	12,99	13,18	12,14
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,76	0,23	0,12	20,06	0,40	0,07	0,04	0,03
H ₂ O	0,75	0,20	3,63	1,31	0,55	0,10	0,93	0,59	0,23	2,23
CO ₂	-	0,09	-	-	-	0,20	-	0,51	-	0,33
Сумма	97,30	99,62	99,42	99,51	99,73	98,57	99,23	100,12	101,27	99,67
Основность, кДж	-1,9	8,6	14,4	10,8	14,1	17,2	14,8	13,1	12,5	18,5

Примечание. Здесь и в табл. 2.32: 1-8 – рябиновский комплекс (1 – грорудит, 2 – эгирин-микроклиновый метасоматит, 3-4 – эгириниты, 5-6 – гематит-кварц-микроклиновые метасоматиты, 7-8 – кварц-микроклиновые метасоматиты) [144, 242]; 9-12 – ыллымахский комплекс (9 – пироксеновый граносиенит, 10 – эгирин-микроклиновый метасоматит, 11 – гематит-микроклин-кварцевый метасоматит, 12 – кварц-микроклиновый метасоматит) [255]; 13-20 – мурунский комплекс (13 – минетта, 14 – тингуаит-порфир, 15-16 – пироксен-микроклиновые метасоматиты, 17 – эгиринит, 18-19 – кварц-пироксен-микроклиновые метасоматиты, 20 – кварц-эгирин-микроклиновый метасоматит с чароитовой минерализацией) [18, 23, 122, 208].

Таблица 2.32

Минеральный состав (%) кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов и их эдуктов [46, 81]

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кварц	9,5	1,3	16,7	1,3	1,0	45,2	8,9	12,6	7,5	11,2
Микроклин	35,2	43,7	4,6	1,4	74,0	43,5	78,9	81,5	67,7	40,4
Альбит	48,7	6,1	9,3	7,0	4,9	3,7	6,0	4,1	13,9	16,9
Нефелин										
Эгирин	1,1	38,2	51,7	77,8		0,9			4,6	20,7
Диопсид	1,8	7,9	5,5	12,2	0,6				5,5	2,3
Энстатит						1,4	0,6			
Волластонит										
Гиперстен		2,6								
Чароит										
Биотит										
Корунд					2,5		3,5	0,6		6,7
Магнетит	2,9		6,6		1,3	0,8	1,0	0,5	0,6	0,5
Гематит	0,2		4,7		6,1	3,6	0,6	0,2		
Рутил	0,1	0,2	0,6	0,3	0,1	0,2			0,2	0,6
Апатит						0,2				0,2
Кальцит	0,5		0,3		0,5	0,4	0,5			0,5
Магнезит								0,5		

Окончание таблицы 2.32

Минералы	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Кварц	77,5	20,0			1,2			14,0	11,7	8,2
Микроклин	17,0	74,7	49,7	62,1	49,2	78,4	41,3	73,6	77,9	45,3
Альбит	1,2	2,0	3,0	8,5	3,9		0,5			
Нефелин				3,3		9,4				
Эгирин		1,8	6,9		33,7	3,1	45,3	4,8	2,2	4,3
Диопсид	1,9			6,6	7,3	4,3	6,5	3,6	1,7	1,2
Энстатит										
Волластонит			8,4							
Гиперстен				0,6	1,7	1,8	2,4	2,3		
Чароит										40,2
Биотит			28,7							
Корунд	0,3								6,3	
Магнетит		0,5	0,6	3,3	1,7	2,0			0,2	
Гематит	2,1	0,6	0,9							
Рутил		0,2	0,4	0,6	1,0	0,2	3,5	0,4		
Апатит			1,4	0,5	0,3	0,2	0,5			
Кальцит		0,2				0,6		1,3		0,8
Магнезит										

Баланс содержания компонентов при образовании кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м^3)						
	1	2	3	4	2-1	3-2	4-3
Si ⁴⁺	172,41	151,84	181,55	152,71	-20,57	+29,71	-28,84
Ti ⁴⁺	0,27	0,68	0,57	0,04	+0,41	-0,11	-0,53
Al ³⁺	47,08	26,87	19,04	52,14	-20,21	-7,83	+33,10
Fe ³⁺	3,54	25,14	11,80	3,13	+21,60	-13,34	-8,67
Fe ²⁺	1,26	4,39	0,72	0,83	+3,13	-3,67	+0,11
Mn ²⁺	1,01	0,72	0,40	-	-0,29	-0,32	-0,40
Mg ²⁺	1,06	4,30	1,45	0,35	+3,24	-2,85	-1,10
Ca ²⁺	1,23	5,99	0,89	0,64	+4,76	-5,10	-0,25
Na ⁺	28,32	30,22	2,58	3,22	+1,90	-27,64	+0,64
K ⁺	19,28	23,53	17,13	39,83	+4,25	-6,40	+22,70
P ⁵⁺	0,30	-	0,22	0,04	-0,30	+0,22	-0,18
H ⁺	-	0,34	31,06	9,51	+0,34	+30,72	-21,55
C ⁴⁺	0,69	-	0,62	0,32	-0,69	+0,62	-0,30
Привнос					39,63	61,27	56,55
Вынос					42,67	67,26	61,82
Эффект					-3,04	-5,99	-5,27

Окончание таблицы 2.33

Ионы	Количество ионов в элементарном объеме (10^{-26} м^3)						
	5	6	7	8	6-5	7-6	8-7
Si ⁴⁺	170,30	164,13	225,18	177,45	-6,17	+61,05	-47,73
Ti ⁴⁺	0,43	1,88	0,08	0,34	+1,45	-1,80	+0,26
Al ³⁺	43,88	52,23	7,95	40,60	+8,35	-44,28	+32,65
Fe ³⁺	4,59	15,99	2,48	0,76	+11,40	-13,51	-1,72
Fe ²⁺	0,59	0,50	2,78	3,26	-0,09	+2,28	+0,48
Mn ²⁺	0,20	0,85	0,15	0,09	+0,65	-0,70	-0,06
Mg ²⁺	1,55	1,14	0,60	0,37	-0,41	-0,54	-0,23
Ca ²⁺	6,48	2,31	1,83	0,32	-4,17	-0,48	-1,51
Na ⁺	11,98	24,77	0,63	1,95	+12,79	-24,14	+1,32
K ⁺	35,29	22,90	6,48	39,39	-12,39	-16,42	+32,91
P ⁵⁺	0,11	0,21	0,11	0,11	+0,10	-0,10	0
H ⁺	29,21	6,00	12,59	3,36	-23,21	+6,59	-9,23
C ⁴⁺	-	-		0,31	-	-	+0,31
Привнос					34,74	69,92	67,93
Вынос					46,44	101,97	60,48
Эффект					-11,67	-32,05	+7,45

Примечание. 1-4 – рябиновский комплекс (1 – грорудит, 2 – эгирин-микроклиновый метасоматит, 3 – кварц-гематит-микроклиновый метасоматит, 4 – кварц-микроклиновый метасоматит); 5- 8 – ыллымахский комплекс (5 – пироксеновый граносиенит, 6 – эгирин-полевошпатовый метасоматит, 7 – кварц-гематит-микроклиновый метасоматит, 8 – кварц-микроклиновый метасоматит).

пород (10^{-26} м^3) ионов калия, алюминия, выноса ионов кремния и железа и повышения общей основности образуются кварц-микроклиновые метасоматиты (Таблицы 2.31, 2.33).

Характерными минералогическими признаками жильных кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов позднего этапа являются присутствие белого, а под микроскопом прозрачного решетчатого микроклина-3, развитие игольчатых кристаллов эгирина. В некоторых разновидностях метасоматитов отмечаются альбит, железистый карбонат, в других – широким распространением пользуется кварц. Микроклин-3 характеризуется высокой степенью триклинности (Рисунок 2.2), его показатели преломления: $n_p=1,516$, $n_g=1,522$. Агрегаты зерен микроклина-3 из кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов по среднему размеру зерен занимают промежуточное положение между ранними и поздними микроклинитами формации серицит-микроклиновых метасоматитов, но близки с последними по величине относительной энтропии (Рисунок 2.4). Микроклин-3 отличается по химическому составу (SiO_2 – 65,98 %, TiO_2 – 0,01 %, Al_2O_3 – 16,05 %, Fe_2O_3 – 0,43 %, FeO – 0,40 %, MnO – 0,03 %, MgO – 0,01 %, CaO – 0,67 %, Na_2O – 0,36 %, K_2O – 15,12 %, H_2O – 0,70 %) от полевых шпатов из серицит-микроклиновых метасоматитов Рябинового массива (Таблица 2.8), вмещающих золотопорфировое оруденение, более высоким содержанием кремнезема, более низкой концентрацией глинозема. Кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты рябиновского комплекса иногда содержат вкрапленность борнита и более редкого пирита. Для них характерны сидеро-халькофильная геохимическая специализация, повышенные концентрации в сравнении с эдуктом меди, серебра, марганца, ванадия, более низкие значения полиметаллического индекса (Таблица 2.34).

Сходные по характеру и направленности с рассмотренными процессы проходили при формировании жильных кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов по пироксеновым граносиенитам ыллымахского комплекса (Таблицы 2.31, 2.32). Образование эгирин-микроклиновых, гематит-микроклин-кварцевых метасоматитов происходило в условиях преобладания выноса компонентов

Таблица 2.34

Геохимическая характеристика ($10^{-3}\%$) исходных пород и кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов
рябиновского щелочного комплекса [46, 242]

Элементы	1 (10)	2 (7)		3 (9)		4 (25)		5 (23)	
	среднее	среднее	коэффициент концен- трации	среднее	коэффициент концен- трации	среднее	коэффициент концен- трации	среднее	коэффициент концен- трации
Литофилы									
Молибден	0,28	0,12	0,43	0,10	0,36	0,24	0,86	0,28	1,00
Олово	0,44	1,53	3,48	1,83	4,16	0,56	1,27	0,88	2,00
Барий	41,00	33,75	0,82	50,00	1,22	192,40	4,69	364,35	8,89
Стронций	10,50	10,00	0,95	10,00	0,95	7,40	0,70	21,30	2,03
Бериллий	0,36	0,15	0,42	0,18	0,50	0,48	1,33	0,51	1,42
Цирконий	23,50	30,00	1,28	80,00	3,40	3,30	0,14	4,87	0,21
Халькофилы									
Медь	5,40	55,00	10,19	572,76	106,07	7,40	1,37	12,61	2,34
Цинк	5,40	23,00	4,26	17,00	3,15	1,70	0,31	5,52	1,02
Свинец	5,40	4,93	0,91	11,22	2,08	5,90	1,09	4,48	0,83
Серебро	0,09	0,09	1,00	4,18	46,44	1,04	11,56	0,24	2,67
Сидерофилы									
Марганец	22,00	87,50	3,98	144,29	6,56	18,20	0,83	26,83	1,22
Никель	1,16	6,00	5,17	2,44	2,10	0,75	0,65	1,87	1,61
Кобальт	0,11	1,20	10,91	1,18	10,73			0,16	1,45
Ванадий	9,70	82,29	8,48	43,33	4,47	24,20	2,49	28,74	2,96
Титан	58,00	137,14	2,36	170,0	2,93	36,40	0,63	160,78	2,77
Хром	14,30	7,29	0,51	9,22	0,64	2,80	0,20	3,91	0,27
(Pb×Zn) (Cu×Mo)	19,29	17,18		3,33		5,65		7,01	

Примечание. 1 – грорудиты, 2 – эгирин-микроклиновые метасоматиты, 3 – эгириниты с вкрапленностью борнита, 4 – кварц-гематит-микроклиновые метасоматиты, 5 – кварц-микроклиновые метасоматиты. В скобках приведено количество проб.

из зоны реакций над их привносом (Таблица 2.34). Следует отметить, что процессы эгиринизации в щелочных гранитах и граносиенитах Ыллымахского комплекса проявились менее интенсивно, чем в породах Рябинового массива, и жил эгиринового состава здесь не установлено. Белый микроклин-3 из кварц-эгириномикроклиновых метасоматитов Ыллымахского массива характеризуется высокой степенью триклинности (Таблица 2.18) и близок по своим структурным параметрам с решетчатым микроклином из аналогичных метасоматитов рябиновского комплекса (Рисунок 2.2). Его показатели преломления: $n_p=1,515-1,516$, $n_g=1,521-1,523$.

В пределах Ыллымахского комплекса кварц-эгириномикроклиновые метасоматиты наибольшее площадное распространение получили в его юго-восточной части в штоке эгириновых гранитов и граносиенитов и их эруптивных брекчий, где в стадию кислотного выщелачивания сформировались кварцевое ядро и окружающая его широкая зона повышенного окварцевания пород (Рисунок 2.30). В породах штока канавами вскрыты жилы, прожилки и гнезда, сложенные пироксен-микроклиновыми, микроклин-кварцевыми метасоматитами, содержащими обильную вкрапленность борнита. Геохимическая специализация кварц-эгириномикроклиновых метасоматитов Ыллымахского комплекса халькофильная, существенно медно-серебряная с повышенным содержанием свинца. Полиметаллический индекс метасоматитов варьирует от 1,1 до 3,3 [255]. В минерализованном штокверке содержание меди достигает 0,8-1 %, серебра – до 200 г/т. Содержание золота в жильных метасоматитах с вкрапленностью борнита низкое, по данным их пробирного анализа, оно изменяется от 0,12 до 0,29 г/т, по данным атомно-абсорбционного анализа, – от 0,11 до 0,26 г/т.

В пределах мезозойского мурунского щелочного комплекса в Западно-Алданской провинции (Рисунок 1.9) кварц-эгириномикроклиновые метасоматиты сформировали линзовидные залежи, жилы и прожилки на участках развития поздних даек и силлов минетт, грорудитов, тингуаит-порфиров [29, 31, 83, 122]. В фенитовой зоне они нередко пересекают и замещают породы дайкового комплекса и являются наиболее поздними по времени образования метасоматическими

породами. Эгирин-микроклиновые, эгириновые и кварц-микроклиновые метасоматиты мурунского комплекса по химическому, минеральному составу и кислотно-основным свойствам, выраженным величиной общей основности, близки с аналогичными метасоматитами рябиновского и ыллымахского комплексов в Центрально-Алданской провинции (Таблицы 2.31, 2.32).

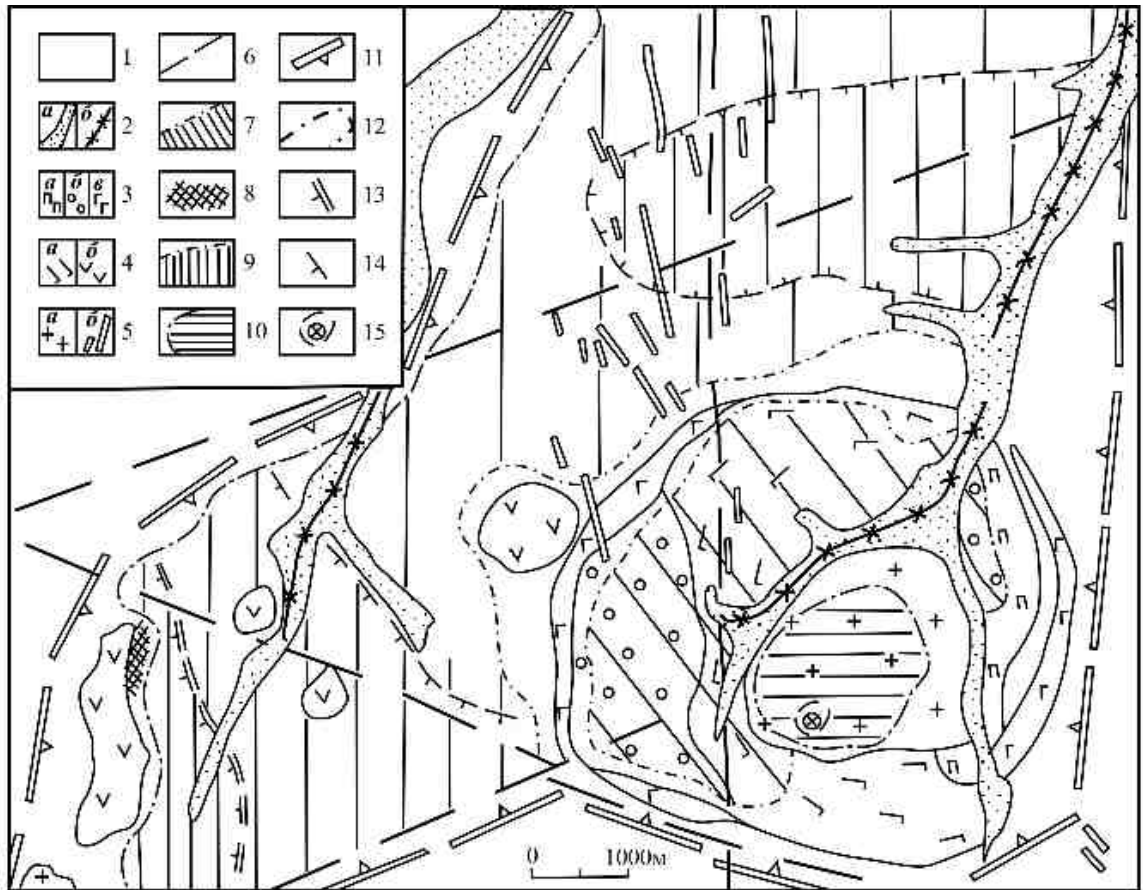


Рис. 2.30. Схема метасоматической зональности Ыллымахского рудного узла [255]:

1 – платформенный чехол (доломиты юдомской свиты, венд); 2 – четвертичные аллювиальные отложения (а), золотые россыпи (б); 3-5 – мезозойские изверженные породы: 3 – псевдолейцитовые фonoлиты и базальтоиды (а), эпилейцитовые фonoлиты (б), щелочные габброиды (в); 4 – щелочные и нефелиновые сиениты (а), субщелочные сиениты (б); 5 – щелочные гранитоиды (а) и поздние дайки сиенит-порфиров, бостонитов, сельвсбергитов (б); 6 – глубинные разломы; 7-10 – метасоматические зоны (штриховка): 7 – центральная зона (ареал формации серицит-микроклиновых метасоматитов); 8 – магнизиальные скарны; 9 – северо-западная зона (ареал джаспероидной формации, плотная штриховка - ореол тремолит-талек-кальцит-кварцевой фации, средняя – ореол талек-кальцит-кварцевой фации, редкая – ореол кальцит-кварцевой фации джаспероидов); 10 – юго-западная зона (ареал формации кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов); 11 – границы рудного узла; 12 – границы ареалов метасоматических формаций; 13-14 – границы фациальных ореолов джаспероидной формации; 15 – кварцевое ядро и зона максимального окварцевания пород формации кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов

В южном экзоконтактовом фенитовом ореоле Маломурунского массива кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты образовали линзовидные и жильные тела, вмещающие чароитовую минерализацию месторождения «Сиреневый Камень» (Рисунок 1.9), расположенного на участке пересечения кольцевых и линейных разломов северо-восточного и северо-западного простирания на площади около 12 км² [31, 122]. Месторождение состоит из 26 участков, представляющих отдельные проявления чароита. В составе чароитовых пород (чароититов) установлено около 30 минералов, которые разделены на 4 группы [31]:

- I. Породообразующие минералы – кварц, микроклин, эгирин, рихтерит.
- II. Щелочные кальциевые силикаты: чароит, пектолит, тиноксит, токкоит, апофиллит, мизерит, канасит, федорит.
- III. Акцессорные минералы – титанит, батисит, болефит, барит.
- IV. Рудные минералы – борнит, халькопирит, халькозин, галенит, сфалерит, самородная медь.

Чароититы по времени образования (100-85 млн лет) значительно моложе фенитов, контролируются локальными разрывными структурами и отличаются повышенной концентрацией циркония, титана, стронция, бария, ниобия [31]. Чароитовые породы также характеризуются более низкими значениями отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70745-0,70786$) в сравнении с породами дайкового комплекса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70785-0,70799$) [208]. В результате исследований первичных флюидных включений в кварце чароитовых пород на месторождении «Сиреневый Камень» [214] установлены термодинамические условия формирования кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов с чароитовой минерализацией: $T=635-565$ °C, $P=400-60$ МПа.

На Урале процессы эгирин-микроклинового метасоматоза проявились во внутренней зоне ореола фенитизации в пределах палеозойского Вишневогорского щелочного массива (Рисунок 1.15). Сформировавшиеся крупнозернистые апофенитовые пироксен-микроклиновые и пироксеновые (эгирин-диопсидовые) метасоматиты представлены линзовидными телами мощностью от нескольких санти-

метров до 2 м, длиной от нескольких метров до 100 м, залегающими согласно или секущими слоистость фенитов [100].

Выводы

1. В калиевых щелочных массивах последовательно проявились процессы железо-калиевого и водородно-калиевого метасоматизма, в результате которых в контактовых зонах массивов с вмещающими алюмосиликатными породами сформировались дорудные фениты, а в щелочных породах комплексов – рудоносные серицит-микроклиновые метасоматиты. В некоторых щелочных комплексах в условиях кремне-железо-калиевого метасоматизма образовались также пострудные кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты, пространственно сопряженные с поздними дайками и штоками щелочно-гранитной серии.
2. Серицит-микроклиновые метасоматиты, продуктивные на золотопорфировое оруденение, по условиям образования в связи с массивами калиевых щелочных пород, особенностям вещественного состава отчетливо отличаются от других типов щелочных, субщелочных и кислотных метасоматитов более щелочными свойствами.

3. ЗОЛОТОПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ

Эталонным объектом проявления золотопорфирового типа оруденения в калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексах является Рябиновское рудное поле в Центрально-Алданском районе Южной Якутии (Рисунок 3.1). Оно включает Рябиновое и Новое месторождения, а также несколько рудопроявлений золота (Рябчик, Аналогичное, Желанное) (Рисунок 1.2). К этому геолого-промышленному типу золотого оруденения в районе также относятся рудопроявления Якокутского, Ыллымахского, Томмотского и Мрачного щелочных массивов (Рисунки 1.3-1.6). Золотопорфировые месторождения и рудопроявления Центрально-Алданского района по условиям размещения внутри щелочных вулcano-плутонических комплексов отчетливо отличаются от сформировавшихся в районе других формационных типов мезозойских золоторудных месторождений (Рисунки 3.1). Среди них наиболее ранними по возрасту (135-130 млн лет) являются золото-урановые месторождения федоровского и эльконского типов [19, 20], сопряженные с пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами гумбеитовой формации [60, 63, 79, 118, 132, 271]. Они размещаются в узких протяженных крутопадающих зонах (Федоровская, Звездная, Северная, Южная и др.) среди гидротермально измененных архейских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев. Более поздними по времени образования в сравнении с золотопорфировыми месторождениями и рудопроявлениями рябиновского типа являются золотоджаспероидные и золотоаргиллизитовые месторождения. Апокарбонатные метасоматиты джаспероидной формации (возраст 108-98 млн лет) вмещают золоторудные месторождения, образовавшиеся в контактовых зонах мезозойских щелочных и субщелочных интрузий с мраморизованными карбонатными породами венда (самолазовский подтип) [69, 79, 87, 88, 89], в зонах послойной и секущей трещиноватости в венд-нижнекембрийских доломитах (лебединский подтип) [90, 108, 117, 142, 153, 249] и на контактах известняков и доломитов нижнего кембрия с юрскими песчаниками (куранахский подтип) [22, 79, 84, 108, 142, 247].

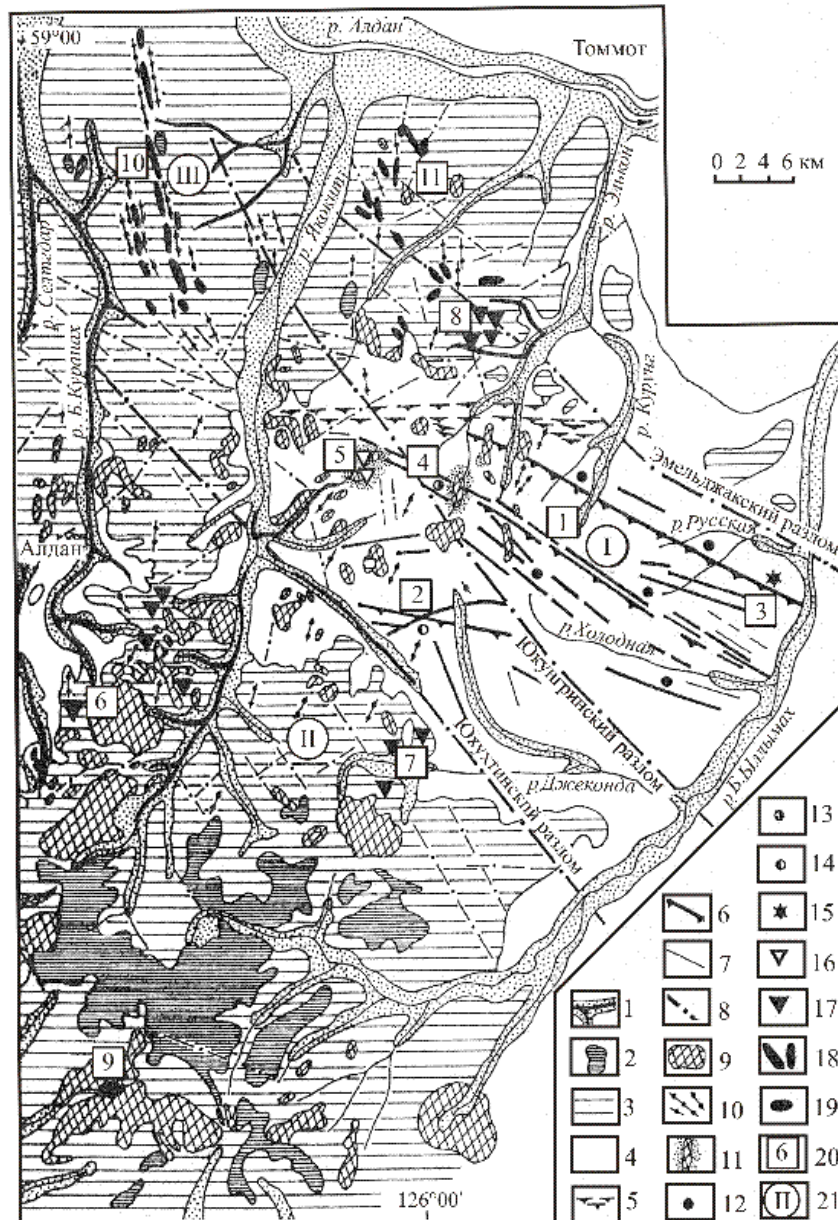


Рис. 3.1. Геологическое строение Центрально-Алданского рудного района [19], с дополнениями автора:

1 – четвертичный аллювий и россыпи золота; 2 – нижнеюрские терригенные отложения; 3 – венд-кембрийская карбонатная толща платформенного чехла; 4 – архейские кристаллические породы фундамента; 5 – зоны протерозойских швов бластомилонитов; 6 – рудоносные омоложенные зоны древнего заложения; 7 – мезозойские рудоносные зоны; 8 – прочие разрывные нарушения; 9 – мезозойские субщелочные интрузии; 10 – серии мезозойских субщелочных даек; 11 – ореолы интенсивной фенитизации; 12-19 – типы и подтипы месторождений: 12 – золотосодержащий браннеритовый (эльконский), 13 – золотосодержащий уранинитовый (зоны Интересной), 14 – уран-серебро-золотой (федоровский), 15 – золото-урансодержащий молибденитовый (минеевский), 16 – золотопорфировый (рябиновский), 17-19 – золотожаспероидный (17 – лебединский, 18 – куранахский, 19 – самолазовский); 20 – рудные поля: 1 – Эльконское, 2 – Федоровское, 3 – Минеевское, 4 – Интересное, 5 – Рябиновское, 6 – Лебединское, 7 – Джекондинское, 8 – Межсопочное, 9 – Самолазовское, 10 – Куранахское, 11 – Нижне-Якокитское, 21 – рудные узлы: I – Эльконский, II – Лебединский, III – Куранахский

Метасоматиты аргиллизитовой формации по возрасту сопоставимы с джаспероидами. Золотоаргиллизитовое оруденение нимгерканского типа (месторождение «Обман», рудопроявления Гранитное, Победа) пространственно приурочено к небольшим по площади интрузиям сиенит-порфиров мелового возраста и сопряжено с хрусталеносной и аметистоносной минерализацией [60, 71, 79, 253, 254].

Золотое оруденение Рябиновского рудного поля преимущественно размещается, по нашим данным [48, 56, 61], в зонах развития метасоматитов поздней щелочной стадии (микроклинитов-2). Схема эволюции метасоматического процесса при формировании золотопорфирового оруденения Рябинового месторождения, суммирующая результаты проведенных автором петрографического и минералогического исследований прожилково-вкрапленных руд [46], приведена в таблице 3.1. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, молибденитом, галенитом, сфалеритом, образующими вкрапленность, мелкие гнезда и тонкие прожилки в мелкозернистом агрегате микроклина-2. Общее содержание сульфидов в руде составляет 10-15 %. Среди сульфидов, как и в раннюю щелочную стадию наибольшее распространение получил пирит. В сравнении с ранним пиритом он обладает большим морфологическим разнообразием. Ему свойственны неправильные и гипидиоморфные зерна, кристаллы кубического, кубооктаэдрического, кубопентагондодекаэдрического габитуса. Халькопирит нередко содержит реликты замещенного пирита. Для халькопирита также типичны решетчатые структуры срастания с борнитом. В ассоциации с борнитом часто развивается халькозин [124]. Оба сульфида меди, по данным микрозондовых анализов, содержат много серебра: борнит – до 0,8 %, халькозин – до 1 % [179, 199].

Борнит иногда содержит мелкие (10-15 мкм) включения тетраэдрита, в составе которого Zn (6,57 %) преобладает над Fe (<1 %), а Sb (27,4 %) над As (3,15%) [179]. Молибденит образует рассеянную вкрапленность и тонкие прожилки в агрегате микроклинизированных и серицитизированных сиенитов.

Схема эволюции рудно-метасоматического процесса при формировании золотопорфирового оруденения Рябинового месторождения [46]

Минералы	Стадии метасоматического процесса		
	ранняя щелочная	кислотного выщелачивания	поздняя щелочная
Микроклин	—		—
Адуляр			—
Альбит			—
Кварц			—
Биотит	—		
Хлорит		—	
Железистый и кремнеземистый серицит		—	
Лейкоксен	—	—	
Циркон			—
Кальцит			—
Анкерит			—
Барит			—
Борнит	—		—
Пирит	—	—	—
Халькопирит	—		—
Галенит			—
Сфалерит			—
Золото	—		—
Молибденит		—	—
Гсматит		—	

Помимо этих сульфидов в порфириновых рудах часто отмечается вкрапленность галенита и сфалерита. Кроме того, в прожилково-вкрапленных рудах Рябинового месторождения при изучении их сотрудниками ИГЕМ [179, 199] в небольших количествах обнаружены минералы металлов платиновой группы (эрликманит, мончеит, Pt-Pd дителлурид) в ассоциации с карролитом, что свидетель-

ствуется о глубинном источнике металлов, и теллурид серебра (гессит), в составе которого помимо Ag (63,03 %) и Te (35,75 %) установлена примесь Cu (1,81 %). По данным этих авторов, галенит в рудах содержит постоянную примесь серебра (0,05-0,7 %), иногда селена (до 0,8 %) и висмута (до 0,4 %), а в сфалерите присутствуют примеси меди (0,7-2,9 %), кадмия (0,9-6,2 %).

Самородное золото в порфириновых рудах Рябиновского поля находится, согласно работе [124] и данным автора (Таблица 3.2), в сульфидах (пирите, борните, халькопирите), минералах серицит-микроклиновых метасоматитов, а также в сростках с пиритом, ранним и поздним микроклином (Рисунок 3.2). В протолочках рудных проб, отобранных на Рябиновом месторождении при проведении геологоразведочных работ, установлены золотины крупностью от 0,01 до 3 мм. Пробность золота из первичных руд изменяется в широких пределах от 430 до 936 ‰ (среднее – 820 ‰, $n=12$) при наибольшем распространении золотины средней пробы [65, 124]. В протолочках рудных проб выявлены мелкие выделения (0,1-0,25 мм) ртутистого золота состава: Au – 63-78 %, Ag – 4-9 %, Hg – 19-26 %. В борните установлены включения электрума (Au – 43%, Ag – 57 %) в сростке с самородным серебром (Au – 3 %, Ag – 96,4 %) [124]. Зерна электрума иногда имеют зональное строение, их центральная часть заметно богаче золотом (80-81 %) по сравнению с внешней зоной (68-70 %). При этом от центра к краям таких включений возрастают содержания Ag (от 17 до 27 %) и Cu (от 1,8 до 5 %) [179].

Таблица 3.2

Содержание золота в некоторых минералах исходных щелочных сиенитов и рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов Рябинового месторождения (по данным нейтронно-активационного анализа) [46]

Номер образца	Минерал и порода	Содержание Au, г/т
5502	Серый ортоклаз из пуласкита	0,038
4605/1	Микроклин-1 из серицитизированного микроклинита	0,302
6520	Слюда из серицитолита	0,012
6520/1	Микроклин-2 из поздних микроклинитов	0,062
С-4/108,1	Халькопирит из прожилка, секущего микроклинит-2	0,286

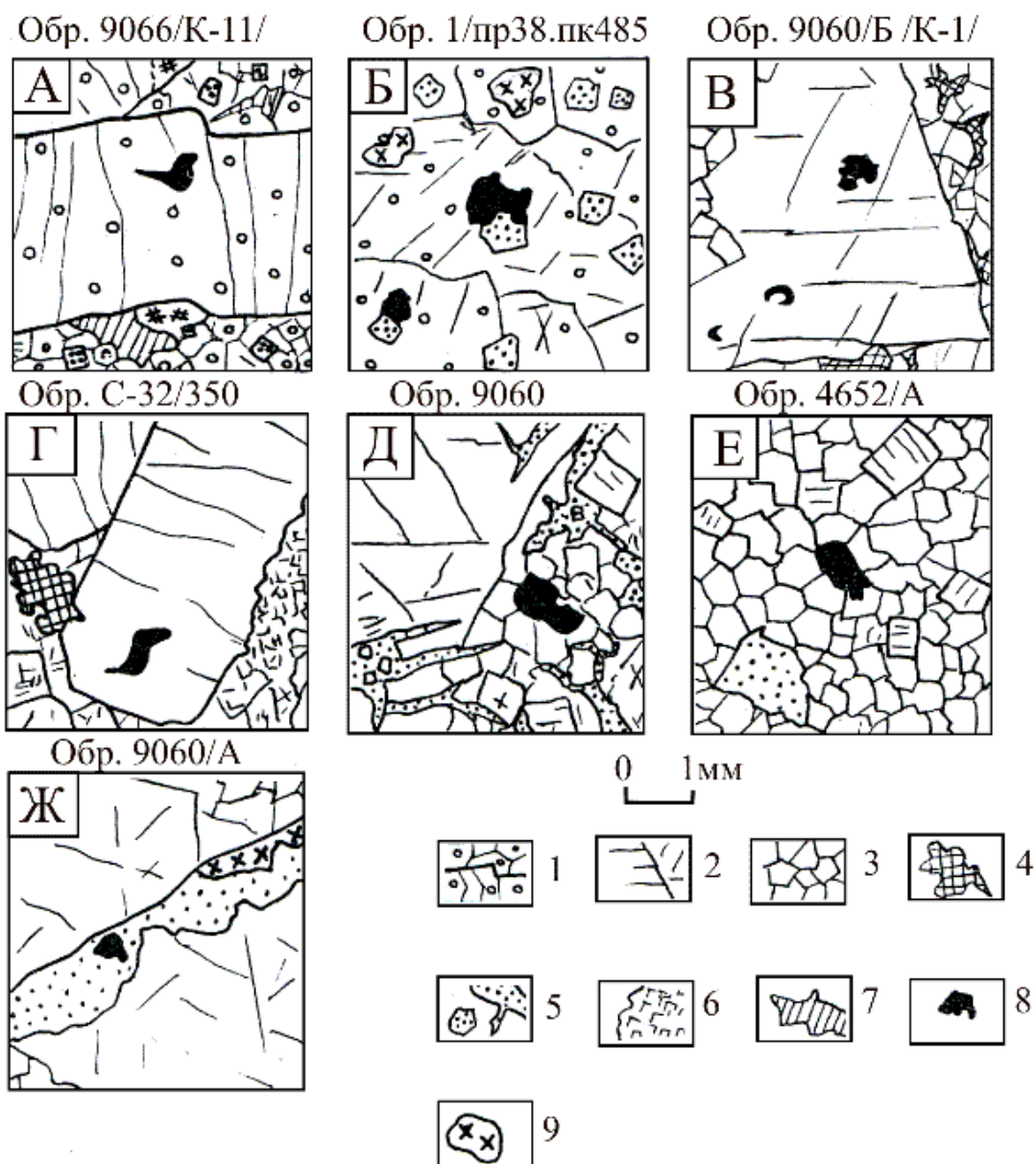


Рис. 3.2. Условия нахождения “видимого” золота в прожилково-вкрапленных рудах Рябиновского поля [46]:

1 – серый ортоклаз, микроклинизированный по трещинам; 2 – розовато-красный микроклин-1; 3 – розовый мелкозернистый микроклин-2; 4 – зернистые агрегаты сульфидов; 5 – кристаллы и агрегаты зерен окисленных сульфидов; 6 – кальцит; 7 – разложившийся эгирин; 8 – золото; 9 – кварц. А, Б – пластинчатое золото на плоскостях спайности розовато-серого ортоклаза, слабо микроклинизированного (А – слабо микроклинизированный сиенит-пегматит, к-2, Б – пуласкит, слабо микроклинизированный и пиритизированный, пр. 38), В, Г – пластинчатое золото на плоскостях спайности монокристаллов микроклина-1 (В – пегматоидный микроклинит-1, к-1, Г – серицитизированный микроклинит-1, скв. 32, гл. 350 м); Д, Е – пластинчатое золото в агрегате мелкозернистого розового микроклина-2 (Д – микроклинит-2, к-1; Е – микроклинит-2, к-5); Ж – комковатое золото в прожилке окисленных сульфидов в пегматоидном микроклините-1, к-1. А, Б – рудопроявление Рябчик, В-Ж – Рябиновое месторождение

Из нерудных минералов в составе золотопорфировых руд Рябинового месторождения помимо раннего и позднего микроклина, серицита установлены адуляр, альбит, карбонаты, барит, циркон. Адуляр встречается в виде мелких (сотые доли мм) ромбовидных и призматических кристаллов или ксеноморфных зерен в серицитовом агрегате. Альбит иногда образует таблитчатые кристаллы в ассоциации с микроклином-2. Карбонаты представлены белым кальцитом и желтовато-серым доломит-анкеритом ($n_p=1,518$, $n_g=1,705$). Барит встречается в небольших количествах (0,1-0,3 %) совместно с карбонатами. Показатели преломления барита: $n_p=1,634$, $n_g=1,639$. Поздний короткотаблитчатый циркон желтоватого, желтовато-бурого цвета формирует относительно крупные кристаллы размером до $3 \times 1,2$ мм.

Золотое оруденение в Рябиновском рудном поле контролируется следующими структурными элементами: 1) крутопадающими рудоподводящими тектоническими нарушениями; 2) наклонными ($30-50^\circ$) рудоконтролирующими зонами дробления и повышенной трещиноватости; 3) контактными поверхностями щелочных пород, различающихся по кислотно-основным и физико-механическим свойствам [65]. Разведка прожилково-вкрапленных руд Рябиновского поля осуществлялась комбинированной горнобуровой системой с проходкой канав, шурфов, скважин колонкового бурения и подземных горных выработок (штольни, штреков, рассечек, восстающих). Рудные штокверки в серицит-микроклиновых метасоматитах не имеют четких границ, их контуры проведены по данным бороздового и кернового опробования разведочных выработок на золото, серебро, медь. По морфологии рудных штокверков, изменчивости содержаний в них золота Рябиновое и Новое месторождения относятся к третьей группе сложности по классификации ГКЗ [228], а по величине запасов золота категорий C_1 и C_2 – 16,6 т [9] – к мелким месторождениям. Оконтуривание и подсчет балансовых запасов золота по категории C_1 на месторождениях осуществлялись на основе утвержденных кондиций [91, 92]:

1. Бортовое содержание золота в пробе для оконтуривания рудных тел по мощности – 1 г/т.

2. Минимальные мощности рудных интервалов, включенных в расчет коэффициента рудоносности, – 2 м.
3. Минимальное содержание золота в краевой выработке без учета вскрыши для установления внешней границы рудного тела – 1,1 г/т.
4. Минимальное промышленное содержание золота в подсчетном блоке без учета вскрыши – 1,8 г/т.
5. Увеличение минимального промышленного содержания золота на единицу ($\text{м}^3/\text{т}$) коэффициента вскрыши – 0,13 г/т.

Рудные тела на Рябиновом месторождении представлены, по данным разведочных работ, наклонными и крутопадающими штокверковыми зонами (Рисунок 3.3). Канавы на месторождении проходились через 40 м с целью уточнения границ штокверковых зон с поверхности, а также параметров и сплошности золотого оруденения. Разведочное бурение на месторождении проводилось по сети $40 \times (10-20)$ м с целью определения параметров рудных тел, их морфологии и геологоструктурных условий локализации золотого оруденения. Мощность рудонасыщенных зон корректировалась с учетом данных каротажа скважин. Подсчет запасов золота и серебра на Рябиновом месторождении выполнен способом вертикальных параллельных разведочных сечений, ориентированных преимущественно в северо-западном направлении вкост простирания рудных тел (Рисунок 3.3). Среднее содержание золота по рудным интервалам определялось как средневзвешенное по длине проб, а по выработкам и сечениям отдельно для каждого подсчетного блока – как средневзвешенное по длине опробованных интервалов. Промышленное золотое оруденение на месторождении установлено в пяти рудных телах с балансовыми запасами категории C_1 в интервале абсолютных отметок от +600 до +930 м. Среди них наиболее высокими содержаниями золота в подсчетных блоках (1- C_1 , 3- C_1 , 5- C_1) отличается рудное тело 1, размещавшееся в пределах линзовидного тела микроклинизированных и серицитизированных сиенит-пегматитов, падавшего под углами $30-50^\circ$ на северо-восток.

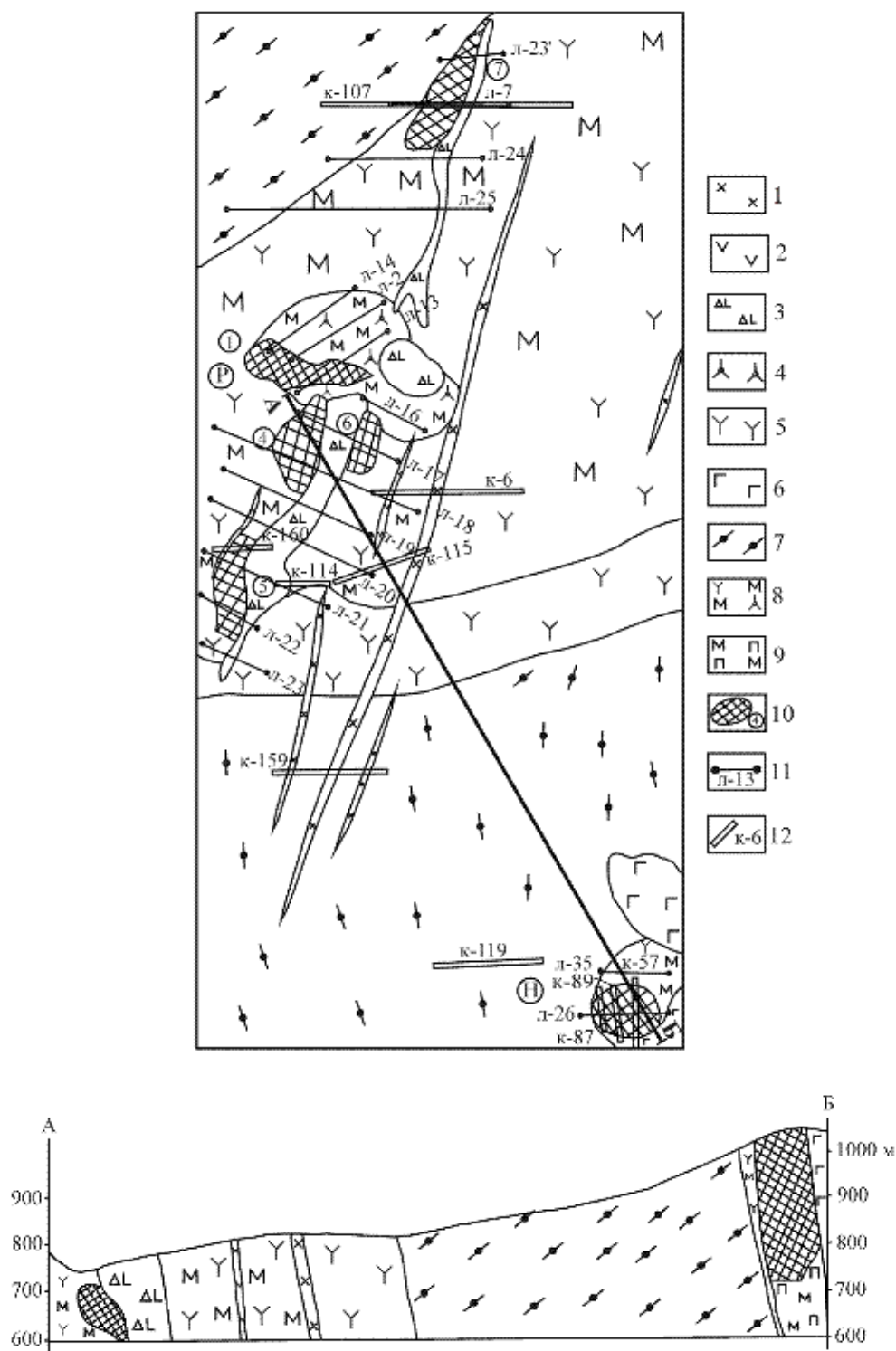


Рис. 3.3. Схематический геологический план и разрез северной части Рябиновского золоторудного поля [272]:

1-9 – мезозойские магматические и метасоматические породы: 1 – щелочные сиенит-порфиры, 2 – минетты, 3 – щелочные пикриты, 4 – сиенит-пегматиты, 5 – эгириновые сиениты, 6 – щелочные габброиды, 7 – фениты, 8, 9 – серицит-микроклиновые метасоматиты по щелочным сиенитам (эгириновым сиенитам, сиенит-пегматитам) (8) и псевдолейцитовым сиенит-порфирам (9); 10 – рудные тела с кондиционным золотым оруденением; 11 – линии скважин; 12 – горные выработки (каналы). *P* – Рябиновое месторождение, *H* – Новое месторождение. На плане показаны горизонтальные проекции рудных тел Рябиновского месторождения. Горизонтальный масштаб соответствует приведенному на рисунке вертикальному масштабу

Оно было отработано в 1989–1997 гг. карьером с переработкой руды цианированием. К югу от эксплуатировавшегося рудного тела 1 располагаются рудонасыщенные зоны 4, 5, 6 (блоки 1-С₁, 2-С₁, 3-С₁), локализованные в серицит-микроклиновых метасоматитах по эгириновым сиенитам и сиенит-порфирам в приконтактной зоне их со щелочными пикритами (Рисунки 3.3, 3.4). В северной части Рябинового месторождения оконтурена рудонасыщенная зона 7 (блок 4-С₁), в пределах которой обогащенные золотом участки приурочены обычно к контактам микроклинизированных и серицитизированных сиенитов с фенитами, дайками минетт и щелочных пикритов.

Кроме балансовых руд на месторождении выделено шесть блоков забалансовых руд категории С₂, расположенных в обрамлении штокверковых зон с запасами категории С₁ и отличающихся меньшими значениями коэффициентов рудности и средних содержаний золота. Однако, исходя из современных условий и высокого уровня цен на золото, они также могут быть эффективно отработаны совместно с балансовыми рудами способом кучного выщелачивания.

В пределах месторождения картировочной скважиной 122 выявлено развитие непромышленной вкрапленной золоторудной минерализации в микроклинизированных и серицитизированных сиенитах на подрудном уровне до горизонта +150 м [10].

Зона окисления на Рябиновом месторождении золота прослежена до глубины 20–30 м. На поверхности рудовмещающие серицит-микроклиновые метасоматиты имеют красновато-бурую, желтовато-коричневую окраску. По трещинам и в кавернах в них отмечаются лимонитовые охры, порошковатые агрегаты ярозита. Пирит в прожилково-вкрапленных рудах в разной степени замещен натечными и псевдоморфными агрегатами гетита, гидрогетита и лепидокрокита, нередко имеющими зональное строение. В первичных рудах по борниту, халькопириту, галениту в зоне окисления развиваются ковеллин, халькозин, церуссит, лимонит. В трещинах на плоскостях спайности полевых шпатов в серицит-микроклиновых метасоматитах иногда образуются пленки малахита и азурита.

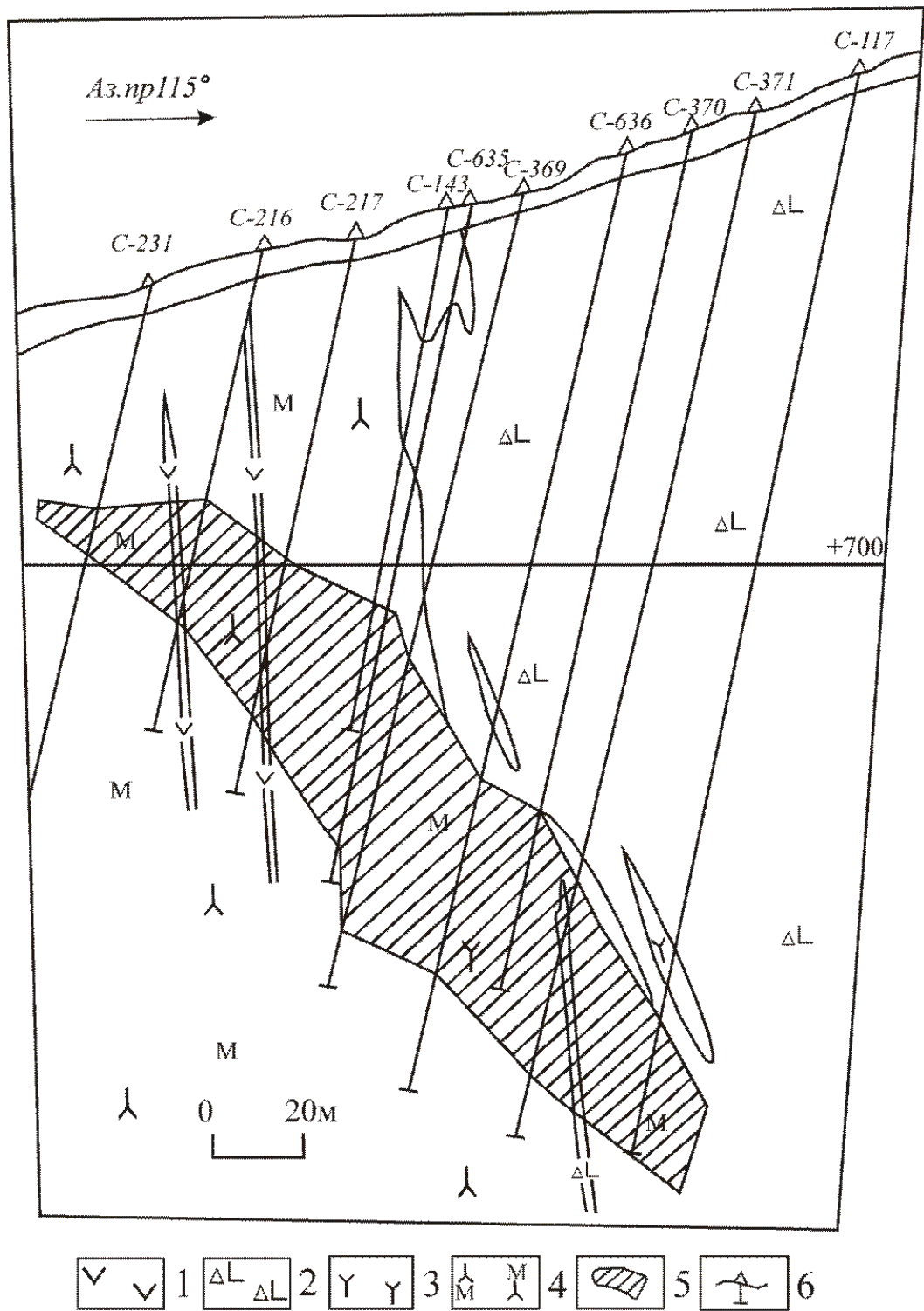


Рис. 3.4. Геологический разрез по линии 18
Рябинового месторождения золота [272]:

1 – минетты; 2 – щелочные пикриты; 3 – эгириновые сиениты; 4 – серицит-микроклиновые метасоматиты по эгириновым сиенитам; 5 – штокверковая зона с кондиционным золотым оруденением; 6 – буровые скважины

Золоторудное месторождение Новое размещается в пределах многофазного штока щелочных пород размером 400×600 м, в 1 км на юго-восток от Рябинового месторождения [92]. Возраст пород позднеюрский-раннемеловой. Наиболее ранние магматиты представлены биотитовыми и ортоклазовыми пироксенитами и перидотитами, нередко содержащими ксенолиты оливинитов, дунитов, развитыми в центральной и восточной частях штока. В последней широко распространены также щелочные габброиды (шонкиниты, малиньиты). Западную часть штока мезозойских магматитов слагают эгириновые сиениты и псевдолейцитовые сиенит-порфиры. Шток залегает в толще кристаллических сланцев, гнейсов и гранито-гнейсов федоровской свиты архея. На контакте метаморфические породы архея фенитизированы с образованием эгирин-ортоклазовых и кварц-ортоклазовых метасоматитов. В тектоническом отношении шток мезозойских магматитов приурочен к пересечению разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. В его восточной части и в поле развития фенитов отмечены более поздние (K_1) дайки минетт и щелочных сиенит-порфиров мощностью до 10 м. Промышленное золотое оруденение Нового месторождения локализовано в геологических границах штока сульфидизированных псевдолейцитовых сиенит-порфиров размером на поверхности 100×140 м, на горизонте 940 м площадью 132×117 м и в приконтактных со штоком частях тела эгириновых сиенитов (Рисунки 3.5, 3.6). Золоторудная минерализация на месторождении установлена в интервале абсолютных отметок от +620 до +1050 м. Таким образом, вертикальный размах распространения золотопорфирового оруденения в рябиновском рудном поле составляет 900 м.

Прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение Нового месторождения приурочено к участкам развития поздних микроклинитов [62, 81]. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом (1-10 %), галенитом (1-3%) и более редкими халькопиритом, сфалеритом, молибденитом, борнитом, петцитом, аргентитом. Самородное золото установлено в виде ксеноморфных зерен с извилисто-угловатыми контактами размером 0,03-0,4 мм в сростании с микроклином, карбонатом и адуляром. В геохимическом поле тело рудоносных эпидейцитовых

сиенит-порфиров выделяется контрастной аномалией во вторичном ореоле золота. Основным попутным компонентом золота в прожилково-вкрапленных рудах Нового месторождения является серебро.

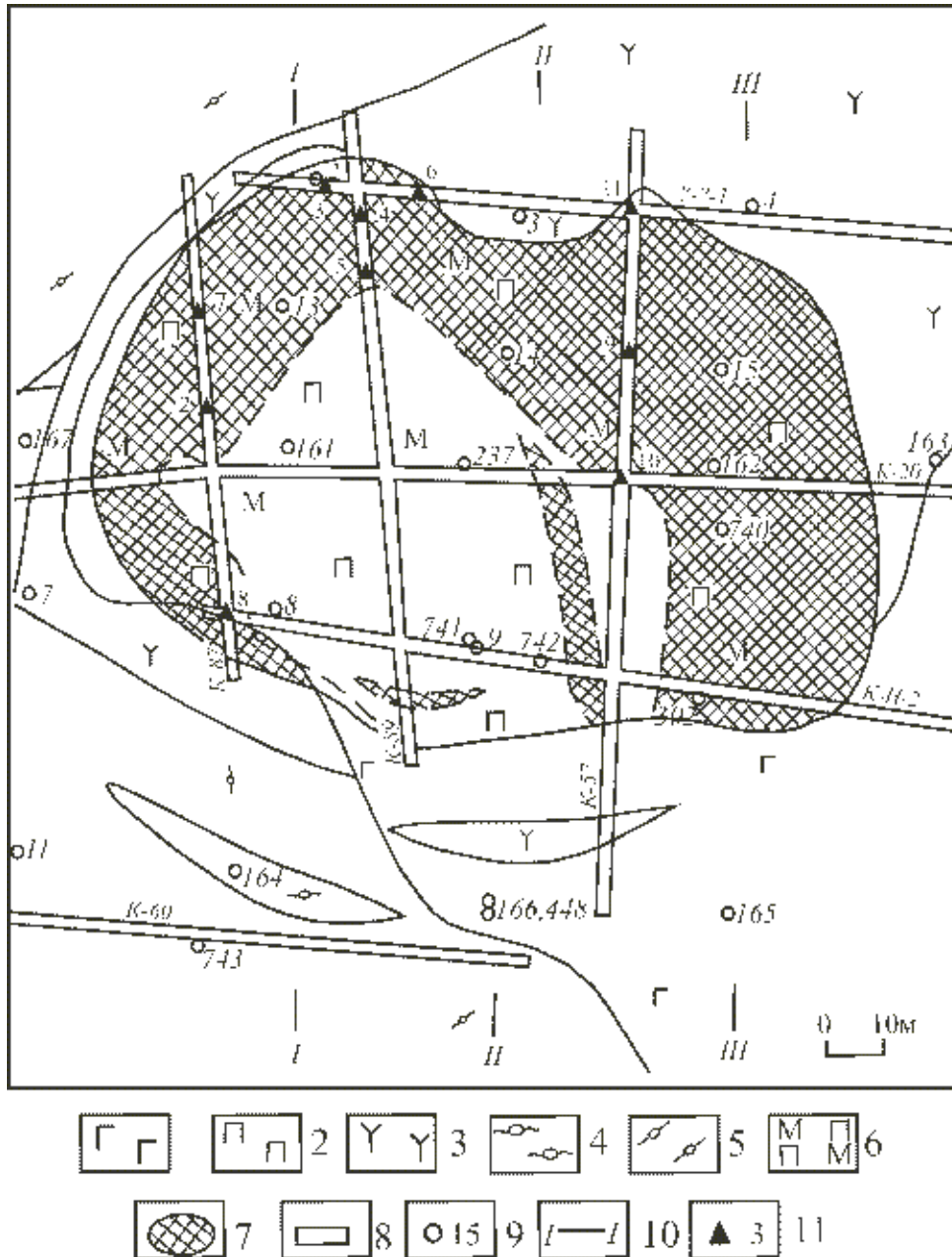


Рис. 3.5. Геологический план Нового месторождения золота [272], с дополнениями автора:

1 – шонкиниты; 2 – псевдолейцитовые сиенит-порфиры; 3 – эгириновые сиениты; 4 – кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 – фениты, 6 – серицит-микроклиновые метасоматиты по псевдолейцитовым сиенит-порфирам; 7 – зоны повышенной золотоносности в пределах рудного штокверка; 8 – каналы; 9 – буровые скважины; 10 – линии разрезов; 11 – точки отбора шлиховых проб

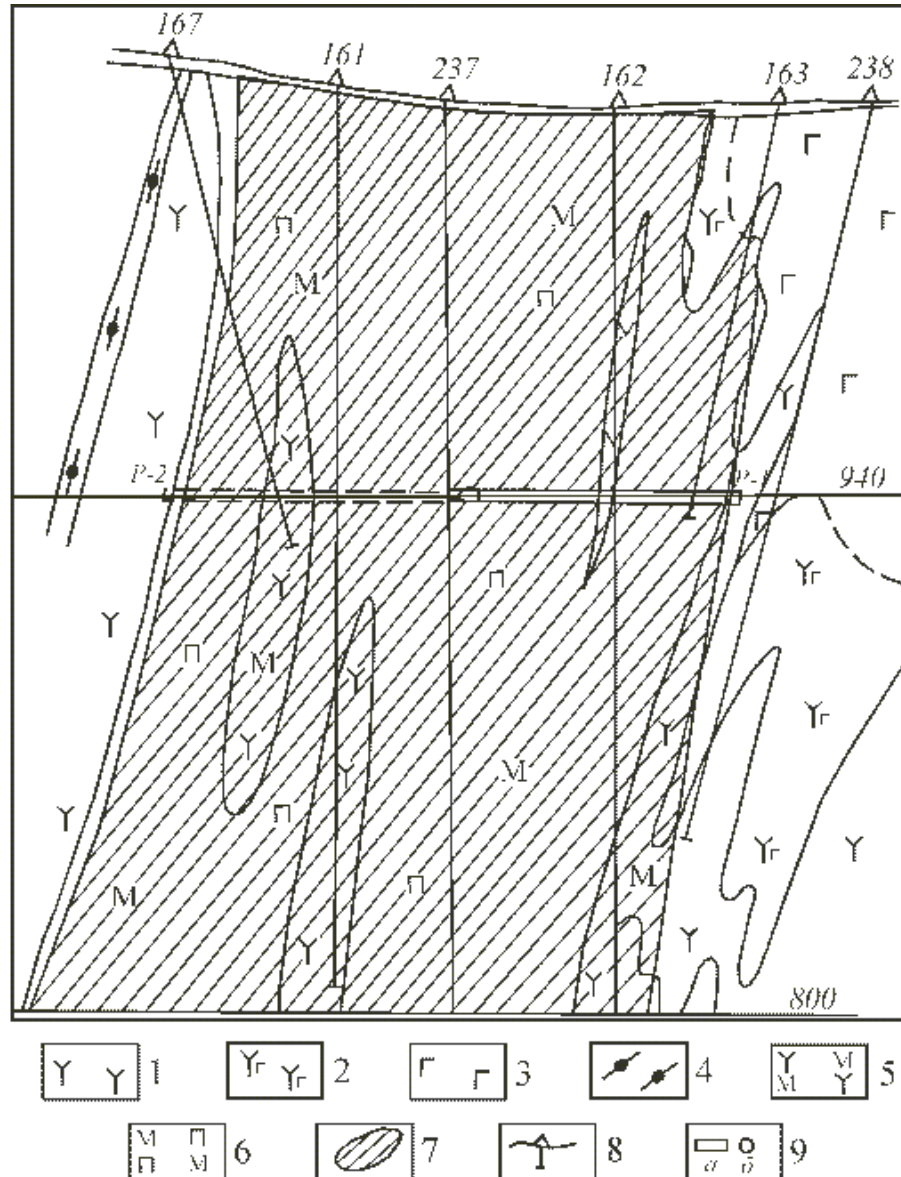


Рис. 3.6. Геологический разрез по линии 26 Нового месторождения золота [272]:

1 – эгириновые сиениты; 2 – меланократовые сиениты; 3 – шонкиниты; 4 – фениты; 5, 6 – серцит-микроклиновые метасоматиты по эгириновым сиенитам (5) и псевдолейцитовым сиенит-порфирам (6); 7 – контур рудного штокера с кондиционным золотым оруденением; 8 – буровые скважины; 9 – горные выработки (а – рассечки, б – штольня)

Подсчет балансовых запасов золота и серебра на месторождении выполнен методом вертикальных параллельных сечений широтного направления (рисунок 3.6) в интервале горизонтов 1050-800 м (блоки 5-С₁, 6-С₁). Ниже, в интервале абсолютных отметок 800-710 м, выделены предварительно оцененные запасы, забалансовые по горнотехническим причинам (блок 13-С₂). В пределах рудного штокера отмечается некоторое увеличение с глубиной средних содержаний золота и

серебра в подсчетных блоках 5-С₁, 6-С₁ и 13-С₂ в пропорциях 1:1,01:1,32 для Au и 1:1,42:1,49 для Ag [65].

В пределах Нового месторождения золота с целью выделения по степени окисления минеральных типов руд на горизонте подземных выработок +940 м и по рудным скважинам были отобраны 110 протолок и проведен их сокращенный минералогический анализ [62, 93]. В результате установлено, что первичные руды локализованы в северо-восточной, центральной и юго-западной частях золотоносного штокверка, и составляют около 40 % его объема. Полу-окисленные руды распространены в центральной и восточной частях штока эпилейцитовых сиенит-порфиров. Окисленные руды преимущественно развиты в верхней части штока до глубины 20-30 м от поверхности и в его краевых частях.

Фазовый анализ 10 технологических проб первичных, полуокисленных и окисленных руд Рябинового и Нового месторождений (Таблица 3.3) показал, что в них содержится от 7 до 58 % свободного золота, 32-76 % золота находится в сростках с минералами (пиритом, полевым шпатом, карбонатом), доля золота, упорного к цианированию (“ржавого”, в сульфидах, силикатах) составляет 9-49 %. По результатам изучения технологических проб рациональная схема переработки руд включает их гравитационное обогащение с последующим сорбционным выщелачиванием, что обеспечит извлечение 86-88 % золота. Технологические испытания проб, взятых из прожилково-вкрапленных руд, показали, что они могут эффективно перерабатываться способом кучного выщелачивания. Перколяционное выщелачивание в колонне в течение 33 суток дало извлечение золота 90-92 % при дроблении руд до фракции 5 мм. Содержание золота в “хвостах” составило от 0,18 до 0,56 г/т при исходном содержании золота в руде 1,36-4,4 г/т [93].

Для характеристики формы рудных тел Рябинового и Нового месторождений, вмещающих золотопорфировое оруденение и некоторых типичных молибден-меднопорфировых месторождений [56, 70, 74, 217] автором использована методика геокинематического анализа геологических объектов, предложенная Л. И. Четвериковым [262]. В соответствии с ней на разведочных планах и разрезах определялись длины рудных залежей, их площади, периметры и рассчитывались

Морфометрическая характеристика рудных тел Рябинового и Нового золотопорфировых месторождений (1-12) и некоторых молибден-меднопорфировых месторождений (13-18)

Рудные тела	Показатель вытянутости	Показатель сплюснутости	Контурный модуль	Форма тел
1	7,1	1,2	1,05	Столбообразная
2	6,1	1,6	1,56	– < > –
3	3,7	1,3	1,03	– < > –
4	1,9	1,9	1,14	Штокообразная
5	5,1	1,1	1,11	Столбообразная
6	3,4	3,3	1,09	Плитообразная
7	5	2,1	1,08	Столбообразная
8	2,9	1,8	1,11	– < > –
9	1,5	1,8	1,1	Штокообразная
10	4,1	1,4	1,27	Столбообразная
11	2,3	2,8	1,24	Плитообразная
12	2,8	1,0	1,08	Столбообразная
13	3,6	2,5	1,59	Плитообразная
14	1,7	3,7	1,37	Линзовидная
15	10,3	1,7	1,39	Столбообразная
16	3,6	2,5	1,11	Плитообразная
17	2,1	2,8	1,15	– < > –
18	1,9	3,9	1,3	Линзовидная

Примечание. 1-11 – рудные тела Рябинового месторождения с запасами категорий C_1 (1-5) и C_2 (6-11); 12 – Новое месторождение; 13 – Алмалыкское месторождение; 14 – Коунрадское месторождение; 15 – Бошекульское месторождение; 16 – Каджаранское месторождение; 17 – Жирекенское месторождение; 18 – Бугдаинское месторождение.

Геологические тела по геометрическим показателям (длине, ширине, мощности, вытянутости и сплюснутости) подразделяют на четыре типа [261]:

1) сплюснутые и вытянутые плитообразные ($B \geq 2$, $C \geq 2$); 2) сплюснутые линзовидные ($B < 2$, $C \geq 2$); 3) вытянутые столбообразные и трубообразные ($B \geq 2$, $C < 2$); 4) изометричные штокообразные ($B < 2$, $C < 2$). В пределах Рябиновского поля наиболее широко распространены золоторудные тела столбообразной формы (66 %), более редки залежи плитообразной (17 %) и штокообразной (17 %) форм. А на рассмотренных молибден-меднопорфировых месторождениях (Таблица 3.4) руд-

ные штокверки имеют плитообразную (50 %), линзовидную (33 %) и столбообразную (17 %) формы.

Тела полезных ископаемых по сложности их формы классифицируют по величине контурного модуля на пять групп [261]: 1) весьма простые (1-1,2); 2) простые (1,2-1,4); 3) средние (1,4-1,6); 4) сложные (1,6-1,8); 5) весьма сложные (>1,8). Контурный модуль (μ) рассчитывают исходя из площади разведанного контура залежи (S_p), его длины (l_p) и периметра (P_p), по формуле:

$$\mu = \left[\frac{P_p}{2(l_p + S_p / l_p)} \right] + 0,121$$

По величине этого показателя золоторудные тела Рябиновского поля подразделяются по сложности формы на три группы: весьма простые (75 %), простые (17 %), средние (8 %). К этим же группам по сложности формы принадлежат и охарактеризованные рудные штокверки на молибден-меднопорфировых месторождениях (Таблица 3.4).

Для исследования характера распределения концентраций полезных компонентов (золота, серебра) в рудных телах Рябинового и Нового месторождений автором были обработаны на ПЭВМ с использованием вероятностно-статистической, геометро-статистической и геостатистической моделей строения геологических полей [28, 72, 81, 123, 181] 123 выборки данных пробирных анализов бороздовых и керновых проб, отобранных по поверхностным и подземным горным выработкам (канавам, шурфам, штрекам, рассечкам) в субмеридиональном и субширотном направлениях и скважинам колонкового бурения. Вероятностно-статистическая модель применялась для изучения амплитудной изменчивости содержаний полезных компонентов в порфировых рудах, выраженной величиной коэффициентов вариации их концентраций.

Для выявления частотной изменчивости проводилось сглаживание исходных содержаний золота и серебра в разведочных профилях по программе “Аппроксимация” с помощью пятичленного интерполяционного полинома и рассчитывались доли закономерной и случайной составляющих изменчивости содержа-

ний компонентов [181]. При их равных соотношениях или преобладании закономерной составляющей изменчивости над ее случайной составляющей по геостатистической модели строились графики аппроксимированных значений концентраций полезных компонентов в разведочных выработках и рассчитывались значения радиусов геометрической автокорреляции для характеристики частотной изменчивости содержаний золота и серебра в рудных телах. При преобладании в распределении концентраций этих компонентов в разведочных профилях случайной составляющей их изменчивости над закономерной составляющей частотная изменчивость содержаний компонентов в порфириновых рудах определялась с помощью геостатистической модели [123]. В этом случае по программе “Автокорреляция” для концентраций золота и серебра в разведочных выработках рассчитывались значения коэффициентов автокорреляции, строились графики изменения автокорреляционной функции и определялись значения радиусов автокорреляции. Для оценки изменчивости качества золотого оруденения, сформированного в пределах Рябиновского поля на разных уровнях рудоотложения, устанавливались процентное количество богатых (>10 г/т), рядовых (3-10 г/т) и бедных (0,1-3 г/т) руд в разведочных выработках и подсчетных блоках, значения золото-серебряного отношения, коэффициентов богатства, рассчитанных по работе [86].

Характерным признаком многих гидротермальных золоторудных месторождений является вертикальная минералого-геохимическая зональность в размещении золотого оруденения [175, 211, 216, 221, 222, 226]. Ее выявление имеет как научный интерес, так и практическое значение для прогнозирования и поисков золотого оруденения. В распределении параметров золотого оруденения (концентраций золота и серебра, продуктивности руд, мощности рудных тел и околорудных метасоматитов и др.) на 15 золоторудных месторождениях основных геолого-промышленных типов выделены три типа вертикальной рудно-метасоматической зональности: контрастный и неконтрастный градиентный и ярусный [175]. Элементы такой вертикальной зональности установлены автором в распределении прожилково-вкрапленной золотой минерализации в серицит-микроклиновых ме-

тасоматитах в калиевых щелочных комплексах (рябиновском, якутском, ылымском, томмотском, мрачном) Центрально-Алданской провинции [65, 66, 70, 73, 94]. В пределах Рябиновского золоторудного поля проявилась вертикальная зональность [59, 81, 94], выраженная в максимальном развитии процессов микроклинизации и серицитизации в щелочных сиенитах и сопряженного с ними золотого оруденения на среднерудном уровне (700-800 м). Так, на Рябиновом месторождении на этом уровне сформировались крупные тела серицитолитов мощностью до 30-40 м среди измененных сиенит-пегматитов, в сравнении с верхнерудным (850-930 м) и нижнерудным (600- 700 м) уровнями, в пределах которых образовались небольшие линзы серицитолитов мощностью до нескольких метров среди микроклинизированных и серицитизированных эгириновых сиенитов. Рудная зональность в Рябиновском поле выражается в отчетливой смене с глубиной золото-пирит-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации на золото-пирит-молибденит-халькопирит-борнитовую ассоциацию. В геохимическом поле она проявляется в преимущественной концентрации свинца и цинка в телах верхнерудного уровня, а меди и молибдена – на нижнем уровне локализации золотого оруденения и закономерном уменьшении с глубиной значений полиметаллического индекса: $(Pb \times Zn) / (Cu \times Mo)$. Так, для руд Нового месторождения средние значения полиметаллического индекса варьируют от 26 до 5 в интервале абсолютных отметок 1050–800 м, для руд Рябиновского месторождения – от 12 до 0,1 в интервале 930-600 м (Таблица 3.5). В поперечном сечении рудного тела на Новом месторождении также выявлена определенная геохимическая зональность, выраженная в относительном накоплении в его краевых частях золота, свинца, висмута и обогащении центральной части молибденом, медью [62, 92]. В трех рудных телах Рябиновского месторождения, развитых на среднерудном уровне, сосредоточено 65 % балансовых запасов золота. Подсчетные блоки запасов золота категории С₁, оконтуренные на среднерудном уровне, отчетливо выделяются по процентному соотношению в них богатых, рядовых и бедных руд, а также по более высоким значениям коэффициентов рудоносности и коэффициентов

Геохимическая характеристика (10^{-3} %) прожилково-вкрапленных руд
Рябиновского рудного поля (по данным спектральных анализов керновых проб)

Место- рождение	Рябиновое			Новое						
	Блок	4-С ₁	2-С ₁	1-С ₁	5-С ₁			6-С ₁		
Абсолютные отметки, м	850- 930	700- 800	600- 700	1000- 1050	940- 1000	сред- нее	900- 940	850- 900	800- 850	сред- нее
Количество проб	62	61	145	82	116	198	118	92	158	368
Элементы	Халькофилы									
Cu	34,0	23,4	231,9	6,4	5,9	6,1	12,5	9,0	10,6	10,7
Zn	19,1	17,7	5,5	10,6	19,4	15,0	14,7	17,8	15,1	15,9
Pb	14,5	9,5	6,5	12,2	21,2	16,7	20,4	15,5	19,6	18,5
As	7,3	8,5	2,6	3,8	5,5	4,6	7,0	5,7	6,9	6,5
Bi	6,9	6,2	2,5	2,9	3,2	3,1	4,9	3,4	3,4	3,9
	Литофилы									
Mo	0,7	0,9	1,6	2,3	2,7	2,5	4,6	4,4	4,7	4,6
W	5,0	9,3	5,2	6,3	7,3	6,8	13,5	9,0	5,8	9,4
Rb	27,1	20,6	23,8	25,7	27,0	26,4	27,6	24,9	24,6	25,7
Sr	20,7	83,8	74,8	57,5	45,9	51,7	28,5	37,9	9,5	25,3
Zr	44,8	33,2	38,8	37,1	53,2	45,1	65,4	65,4	57,7	62,8
Nb	3,9	2,0	1,6	5,1	7,2	6,2	8,5	12,9	12,8	11,4
Y	2,5	1,8	0,7	1,9	2,4	2,1	2,6	2,5	2,4	2,5
(Pb × Zn)/ (Cu × Mo)	12,5	8,0	0,1	8,9	26,3	16,5	5,2	6,9	5,9	6,0

Примечание. Спектральные анализы выполнены в химической лаборатории ГУП «Алдан-геология» (руководитель Н. И. Класс).

богатства, в сравнении с залежами верхнего и нижнего уровней рудоотложения (Таблица 3.6). Такая же закономерность в распределении концентраций золота в прожилково-вкрапленных рудах в вертикальном направлении выявлена на Новом месторождении [73, 74]. В рудном штокверке Нового месторождения, как и на Рябиновом месторождении, наибольшее среднее содержание золота в порфировых рудах и наилучшее их качество, исходя из значений коэффициентов рудоносности и богатства, установлено в подсчетном блоке 13-С₂, оконтуренном на среднерудном уровне (инт. 710-800 м) (Таблица 3.7). Выделенные на Рябиновом месторождении блоки забалансовых руд категории С₂ отличаются от блоков категории С₁ меньшими значениями коэффициентов рудоносности и богатства (Таблицы 3.6, 3.8).

Распределение концентраций золота в рудных телах Рябиновского поля, судя по значениям коэффициентов их вариации в разведочных выработках, изменяется в широких пределах от равномерного до крайне неравномерного (Таблицы 3.9, 3.10).

Таблица 3.6

Качественная характеристика золотопорфировых руд
Рябинового месторождения

Рудные тела (абсолютная отметка, м)	Разведочные выработки	Количество проб	Типы руд, %			Коэффициент рудности	Коэффициент богатства	Золото- серебряное отношение
			богатые	рядовые	бедные			
7 (850-930)	К-107	46	-	17	83	0,61	0,85	0,91 0,71
	К-С-3	33	-	9	91	0,91	1,00	
	С-227	30	-	7	93	0,70	0,77	
	С-228	32	-	3	97	0,84	0,89	
	С-716	48	17	17	66	0,63	2,53	
	С-734	22	5	-	95	0,55	0,84	
	С-410	24	-	29	71	0,83	1,27	
	С-411	59	-	5	95	0,36	0,56	
	С-720	22	5	9	86	0,59	1,02	
	С-721	32	3	9	88	0,63	1,28	
	С-722	79	-	8	92	0,43	0,70	
	Среднее	427	3	9	88	0,60	1,16	
1 (700-800)	К-1	30	10	33	57	0,77	2,72	
	К-5	30	-	13	87	0,83	1,03	
	К-9	46	4	22	74	0,80	1,71	
	К-10	38	3	34	63	0,84	1,57	
	К-11	25	4	28	68	0,88	1,71	
	К-12	23	26	30	44	0,91	5,29	
	Ш-1	23	-	26	74	0,83	1,43	
	Ш-2	24	-	21	79	0,75	1,24	
	Р-1	23	4	39	57	0,87	1,91	
	СГ-1	23	-	30	70	0,65	1,63	
	С-3	23	26	30	44	0,87	4,92	
	С-11	20	10	45	45	0,90	2,65	
	С-12	20	-	15	85	0,65	1,24	
	С-73	43	2	19	79	0,72	1,25	
Среднее	391	6	28	66	0,80	2,93		

Рудные тела (абсолютная отметка, м)	Разведочные выработки	Количество проб	Типы руд, %			Коэффициент рудоносности	Коэффициент богатства	Золото-серебряное отношение
			богатые	рядовые	бедные			
5 (700-800)	C-642	28	-	50	50	0,82	1,53	0,41
	C-627	42	10	45	45	0,96	2,81	0,83
	C-136	21	-	10	90	0,95	1,01	0,30
	C-138	25	-	16	84	0,76	1,25	0,39
	C-809	29	-	3	97	0,76	0,76	0,43
	C-810	55	4	29	67	0,60	1,61	1,32
	C-661	38	-	45	55	0,89	1,75	1,20
	C-662	83	10	19	71	0,69	1,71	2,25
	C-813	41	5	17	78	0,73	1,40	-
	C-377	36	17	31	52	0,86	2,80	0,34
	C-812	53	8	31	61	0,81	2,06	-
	C-243	50	4	60	36	0,80	2,29	2,02
	C-242	45	2	38	60	0,87	1,75	2,09
	Среднее	546	5	30	65	0,86	1,88	0,80
4 (600-700)	C-601	52	4	10	86	0,50	1,00	0,34
	C-213	45	-	18	82	0,55	0,84	0,13
	C-214	53	4	8	88	0,55	1,07	-
	C-144	43	2	9	89	0,51	0,92	-
	C-618	40	3	8	89	0,74	0,98	0,35
	C-626	36	-	19	81	0,69	1,08	0,39
	C-608	23	-	4	96	0,48	0,70	0,18
	C-607	21	-	10	90	0,52	0,75	0,11
	C-619	49	2	10	88	0,59	0,97	0,23
	C-620	41	5	17	78	0,71	1,51	-
	C-621	30	-	3	97	0,53	0,70	-
	C-622	38	8	21	71	0,71	1,61	-
	C-623	22	5	14	81	0,50	1,19	-
	C-635	42	-	5	95	0,48	0,66	-
	C-369	46	2	17	81	0,54	1,10	-
	C-216	20	5	10	85	0,35	0,79	-
	C-217	29	10	31	59	0,59	1,90	-
	C-370	23	-	9	91	0,43	0,65	-
Среднее	653	4	12	84	0,62	1,24	0,31	

Наименьшая амплитудная изменчивость содержаний золота характерна для порфировых руд Рябинового месторождения, сформировавшихся на среднерудном уровне. В распределении концентраций золота и серебра в разведочных профилях установлен смешанный характер их изменчивости с преобладанием как закономерной, так и случайной ее составляющих.

Качественная характеристика золотопорфировых руд Нового месторождения

Подсчетные блоки (абс. отметка, м)	Разведочные выработки	Количество проб	Типы руд, %			Коэффициент рудоносности	Коэффициент богатства	Золото-серебряное отношение
			богатые	рядовые	бедные			
5-С ₁ (940-1050)	К-87	74	-	9	91	0,80	0,98	-
	К-89,88	89	-	-	100	0,25	0,38	-
	К-57	68	-	9	91	0,57	0,69	-
	Р-2,1С	144	3	28	69	0,80	1,58	0,33
	Р-2,1Ю	148	-	24	76	0,65	1,23	0,27
	Р-4,3С	140	1	16	83	0,64	0,96	0,20
	Р-4,3Ю	141	-	10	90	0,56	0,80	0,15
	К-20а,20	133	-	3	97	0,52	0,59	-
	К-Н-2	83	-	5	95	0,44	0,44	-
	Шт.13	128	-	5	95	0,66	0,73	0,15
	Шт.1В	125	1	10	89	0,66	0,84	0,17
	Шт.2,33	83	2	37	61	0,87	1,86	0,35
	Шт.2,3В	72	3	40	57	0,88	1,86	0,24
	С-162	84	5	43	52	0,93	2,11	0,43
	С-15	92	2	35	63	0,89	1,55	0,36
	С-25	83	-	12	88	0,69	0,99	0,29
	С-740	101	-	7	93	0,57	0,81	0,23
	С-8	76	-	1	99	0,48	0,71	0,15
	С-742	94	-	-	100	0,32	0,50	-
	Среднее	1958	1	15	84	0,51	1,50	0,33
6-С ₁ (800-940)	С-162	113	9	52	39	0,95	2,71	0,58
	С-15	74	11	47	42	0,95	2,87	0,63
	С-14	125	2	30	68	0,88	1,62	0,15
	С-26	132	-	20	80	0,79	1,12	0,36
	С-166	136	1	9	90	0,69	0,90	0,13
	С-742	143	3	11	86	0,35	0,86	-
	Среднее	723	4	28	68	0,50	1,51	0,24
13-С ₂ (710-800)	С-162	88	16	26	58	0,77	2,43	-
	С-164	41	-	10	90	0,55	0,88	0,21
	С-742	89	1	46	53	0,84	1,60	-
	Среднее	218	6	27	67	0,72	1,98	0,29
620-710	С-162	88	-	14	86	0,61	0,88	-

Поэтому для характеристики частотной изменчивости содержаний этих компонентов в рудном поле определяли средние значения радиусов геометрической автокорреляции или радиусов автокорреляции для содержаний золота и серебра в разведочных выработках (канавах, рассечках, штреках, шурфах, скважинах), пройденных на Рябиновом и Новом месторождениях в разных направлениях

(субмеридиональном, субширотном, вертикальном) (Таблицы 3.9-3.12), и их отношения для оценки степени анизотропии распределения концентраций полезных компонентов в рудных телах.

Таблица 3.8

Качественная характеристика забалансовых прожилково-вкрапленных руд Рябинового месторождения

Подсчетные блоки	Абсолютные отметки, м	Число проб	Типы руд, %			Коэффициент рудоносности	Коэффициент богатства	Золото-серебряное отношение
			богатые	рядовые	бедные			
7-С ₂	600-750	126	2	14	84	0,36	1,31	0,23
8-С ₂	750-850	372	1	5	94	0,33	0,83	0,77
9-С ₂	700-800	148	1	6	93	0,52	1,06	0,35
10-С ₂	700-800	99	2	18	80	0,33	1,15	0,29
12-С ₂	800-900	261	-	9	91	0,17	1,08	-

В результате проведенных исследований установлено, что степень анизотропии распределения содержаний золота в порфириновых рудах Рябиновского поля, образовавшихся на верхнерудном и среднерудном уровнях, различна [72, 73]. Так, значения коэффициента анизотропии (K_A) в распределении концентраций золота, рассчитанного с использованием геометро-статистической и геостатистической моделей, на Новом месторождении на верхнерудном уровне (инт. 940-1050 м) составляют 1,09-1,22; на Рябиновом месторождении на верхнерудном уровне (инт. 850-930 м) – $K_A=1,27-1,35$; на среднерудном уровне (инт. 700-800 м) – $K_A=1,40-1,61$. Таким образом, для прожилково-вкрапленных руд Рябиновского поля, сформированных на верхнерудном уровне, свойственен, согласно работам [261, 262], изотропный характер частотной изменчивости содержаний золота в разведочных профилях, а для руд, локализованных на среднерудном уровне, характерна слабо анизотропная частотная изменчивость концентраций золота в разведочных выработках. Следует также отметить, что частотная изменчивость содержаний золота в рудных телах и подсчетных блоках Рябиновского поля, расположенных на разных гипсометрических уровнях, судя по данным кернового опробования их в разведочных скважинах, слабо изменяется в вертикальном направлении (Таблицы 3.9, 3.10).

Таблица 3.9

Изменчивость содержаний золота в рудных телах Рябинового месторождения

Рудные тела (абс. отметка, м)	Разведочные выработки	Длина профиля L , м	Кол-во проб N	Коэффициент вариации V , %	Изменчивость		Радиусы	
					закономерная	случайная	геометрической автокорреляции Rq , м	автокорреляции Ra , м
1	2	3	4	5	6	7	8	9
7 (850-930)	К-107	46,0	46	94,3	0,53	0,29	1,7	-
	КС-3	47,5	33	49,1	0,40	0,42	-	2,8
	С-227	31,3	30	65,0	0,35	0,48	-	2,6
	С-228	33,0	32	76,3	0,42	0,41	1,7	-
	С-716	46,0	48	153,9	0,73	0,13	1,9	-
	С-734	22,0	22	134,9	0,31	0,43	-	1,6
	С-410	28,2	24	66,9	0,34	0,45	-	1,8
	С-411	55,2	59	129,7	0,26	0,51	-	1,4
	С-720	22,0	22	141,5	0,37	0,43	-	1,7
	С-721	32,0	32	263,1	0,33	0,50	-	4,0
	С-722	78,5	79	116,2	0,55	0,23	3,4	-
Среднее			427			2,3	2,2	
1 (700-800)	К-1	26,7	30	172,4	0,20	0,58	-	3,9
	К-5	30,0	30	73,6	0,30	0,48	-	2,0
	К-9	46,0	46	148,0	0,38	0,53	-	8,0
	К-10	37,0	38	94,1	0,43	0,25	1,9	-
	К-11	25,0	25	126,7	0,24	0,57	-	7,4
	К-12	23,0	23	141,5	0,57	0,20	1,8	-
	Р-1	23,6	23	128,3	0,35	0,44	-	3,8
	СГ-1	25,0	23	97,0	0,43	0,36	2,3	-
	Среднее			238			2,0	5,0
	Ш-1	24,8	23	81,4	0,52	0,26	2,8	-
	Ш-2	23,8	24	74,4	1,47	0,34	3,4	-
	С-3	23,0	23	136,6	0,66	0,10	2,1	-
	С-73	44,0	43	114,7	0,31	0,46	-	1,9
	С-12	22,4	20	106,1	0,31	0,60	-	1,0
С-11	18,5	20	97,6	0,30	0,49	-	6,4	
Среднее			153			2,8	3,1	
5 (700-800)	С-642	30,0	28	72,6	0,50	0,33	2,1	-
	С-627	42,5	42	105,2	0,55	0,24	2,5	-
	С-136	22,9	21	34,9	0,37	0,41	-	2,3
	С-138	25,5	25	60,3	0,59	0,27	2,3	-
	С-809	27,7	29	60,3	0,18	0,66	-	1,9
	С-810	57,0	55	125,6	0,53	0,28	2,0	-
	С-661	37,4	38	64,7	0,63	0,20	4,2	-
	С-662	80,2	83	116,8	0,57	0,26	2,6	-
	С-813	42,3	41	111,4	0,59	0,21	2,8	-
	С-377	41,7	36	108,1	0,65	0,25	4,6	-
	С-812	52,5	53	108,8	0,55	0,25	1,6	-

Окончание таблицы 3.9

1	2	3	4	5	6	7	8	9
5 (700- 800)	C-243	52,0	50	70,4	0,34	0,36	-	1,6
	C-242	46,0	45	78,0	0,67	0,22	3,1	-
	Среднее		546				2,8	1,9
4 (600- 700)	C-601	51,9	52	182,6	0,45	0,28	3,1	-
	C-213	47,5	45	94,4	0,15	0,63	-	3,0
	C-214	53,1	53	138,9	0,49	0,29	3,5	-
	C-144	43,0	43	136,0	0,33	0,44	-	1,7
	C-618	41,0	40	105,8	0,32	0,44	-	1,9
	C-626	36,3	36	71,0	0,43	0,41	2,8	-
	C-608	28,7	23	70,0	0,31	0,42	-	1,4
	C-607	23,8	21	83,5	0,22	0,58	-	3,3
	C-619	49,0	49	117,4	0,45	0,34	3,3	-
	C-620	38,0	41	168,7	0,40	0,45	-	4,3
	C-621	30,1	30	80,2	0,44	0,33	2,3	-
	C-622	36,1	38	113,2	0,56	0,24	1,9	-
	C-623	22,0	22	150,6	0,24	0,55	-	3,3
	C-635	40,5	42	104,8	0,31	0,52	-	1,1
	C-369	46,0	46	118,8	0,44	0,34	1,8	-
	C-216	21,9	20	176,4	0,23	0,56	-	3,7
	C-217	28,6	29	126,4	0,43	0,37	2,6	-
C-370	20,7	23	88,8	0,62	0,26	3,0	-	
	Среднее		653				2,7	2,6

Основным попутным компонентом золота в порфириновых рудах Рябинового и Нового месторождений является серебро. Для рудных тел Рябинового месторождения установлено закономерное уменьшение средних значений золото-серебряного отношения с увеличением глубины их залегания (Таблица 3.6). В подсчетных блоках Нового месторождения средние значения золото-серебряного отношения в порфириновых рудах изменяются с глубиной не так контрастно (Таблица 3.7). Наибольшая концентрация серебра в прожилково-вкрапленных рудах Рябинового месторождения установлена на нижнерудном уровне. Для сформировавшихся на этом уровне порфириновых руд характерна также наибольшая амплитудная и частотная изменчивость содержаний серебра в разведочных скважинах (Таблица 3.11). Они характеризуются, в сравнении с рудами, образовавшимися на верхнерудном и среднерудном уровнях, весьма неравномерным распределением в них серебра и наименьшими средними значениями как радиусов геометрической автокорреляции, так и радиусов автокорреляции [73].

Таблица 3.10

Изменчивость содержаний золота в порфириновых рудах Нового месторождения

Рудные тела (абс. отметка, м)	Разведочные выработки	Длина профиля <i>L</i> , м	Количество проб <i>N</i>	Коэффициент вариации <i>V</i> , %	Изменчивость		Радиусы	
					закономерная	случайная	геометрической автокорреляции <i>Rq</i> , м	автокорреляции <i>Ra</i> , м
5-С ₁ (940-1050)	К-87	75,0	74	67,4	0,65	0,19	2,8	–
	К-89, 88	106,0	89	76,8	0,48	0,39	3,7	–
	К-57	95,0	68	76,0	0,77	0,15	3,1	–
	Р-2,1 С	142,5	144	130,0	0,45	0,37	3,3	–
	Р-2,1 Ю	150,0	148	94,2	0,68	0,21	3,3	–
	Р-4,3 С	135,5	140	90,8	0,38	0,46	–	16,0
	Р-4,3 Ю	139,5	141	86,3	0,51	0,33	3,0	–
	Среднее		804				3,2	–
	К-20А, 20	140,0	133	91,0	0,72	0,17	3,8	–
	К-Н-2	116,0	83	124,7	0,54	0,30	3,7	–
	Шт 1 З	128,0	128	73,6	0,48	0,37	3,1	–
	Шт 1 В	128,0	125	120,7	0,57	0,29	3,3	–
	Шт 2,3 З	820,0	83	131,0	0,30	0,49	–	1,9
	Шт 2,3 В	71,5	72	103,0	0,38	0,42	–	7,0
	Среднее		624				3,5	4,5
	С-162	98,7	84	94,5	0,32	0,50	–	2,8
	С-15	95,6	92	68,5	0,54	0,31	4,6	–
	С-25	103,3	83	80,3	0,39	0,47	–	4,6
	С-740	103,3	101	60,3	0,50	0,29	2,9	–
	С-8	90,0	76	58,6	0,60	0,24	3,3	–
	С-742	103,5	94	58,6	0,52	0,30	2,1	–
	Среднее		530				3,2	3,7

Окончание таблицы 3.10

Рудные тела (абс. отметка, м)	Разведочные выработки	Длина профиля L , м	Количество проб N	Коэффициент вариации V , %	Изменчивость		Радиусы	
					закономерная	случайная	геометрической автокорреляции Rq , м	автокорреляции Ra , м
6- C_1 (800-940)	C-162	139,5	113	76,8	0,59	0,28	3,8	–
	C015	73,5	74	105,6	0,33	0,48	–	8,1
	C-14	141,0	125	97,9	0,49	0,36	4,5	–
	C-26	129,0	132	68,7	0,41	0,39	3,5	–
	C-166	139,0	136	104,9	0,38	0,40	–	11,4
	C-742	138,0	143	147,3	0,57	0,29	2,5	–
	Среднее			723			3,6	9,8
13- C_2 (710-800)	C-162	90,5	88	111,9	0,70	0,18	2,3	–
	C-164	38,5	41	102,0	0,38	0,45	–	4,9
	C-742	91,0	89	68,6	0,38	0,44	–	10,0
	Среднее		218			0,29	–	7,5
620-710	C-162	89,0	88	91,0	0,53		2,5	–

Распределение содержаний серебра в прожилково-вкрапленных рудах Нового месторождения неравномерное. Для них также присущ изотропный характер частотной изменчивости концентраций серебра в разведочных выработках (рассечках, штреках, скважинах), пройденных на верхнерудном уровне (инт. 940-1050 м) в разных направлениях (субмеридиональном, субширотном, вертикальном) (Таблица 3.12). Значения коэффициента анизотропии в распределении содержаний серебра в порфириновых рудах на этом уровне составляют 1,30-1,42. С увеличением глубины залегания прожилково-вкрапленных руд Нового месторождения отмечается, как и на Рябиновом месторождении, возрастание частотной изменчивости концентраций серебра в них (Таблицы 3.11, 3.12).

Для месторождений Рябиновского рудного поля было также проведено исследование корреляционных связей между содержаниями золота и серебра в порфириновых рудах, по данным их опробования в разведочных выработках (Таблица 3.13). Для этого на ПЭВМ по программе “Корреляция” определялись значения коэффициентов детерминации (R^2), характеризующие тесноту связи между оценочными параметрами [215]. В результате было установлено, что связь между концентрациями золота и серебра в прожилково-вкрапленных рудах Рябиновского месторождения изменяется от практически отсутствующей до средней ($R^2 = 0,002-0,61$), а в порфириновых рудах Нового месторождения связь между содержаниями этих элементов (Таблица 3.13) варьирует в еще более узких пределах – от практически отсутствующей до слабой ($R^2=0,002-0,25$). Отсутствие сильных корреляционных зависимостей между концентрациями золота и серебра в рудах Рябиновского поля вероятно обусловлено стадийностью и зональностью рудоотложения, преимущественным содержанием этих компонентов в рудах в разных минеральных формах. Так, по данным фазового анализа 10 технологических проб первичных, полуокисленных и окисленных руд Рябиновского и Нового месторождений [91, 92], золото в них содержится в свободной форме, в сростках с пиритом, полевым шпатом, карбонатом, во включениях в сульфидах, силикатах, гидроксидах железа. А серебро в прожилково-вкрапленных рудах Рябиновского поля

Таблица 3.11

Изменчивость содержаний серебра в рудных телах Рябинового месторождения

Рудные тела (абс. отметка, м)	Разведочные выработки	Длина профиля L , м	Количество проб N	Коэффициент вариации V , %	Изменчивость		Радиусы	
					закономерная	случайная	геометрической автокорреляции Rq , м	автокорреляции Ra , м
7 (850-930)	С-227	31,3	30	59,4	0,37	0,46	–	2,7
	С-228	33,0	32	47,0	0,37	0,45	–	5,6
	Среднее		62					4,2
5 (700-800)	С-642	30,0	28	56,9	0,42	0,34	2,1	–
	С-627	42,5	42	55,2	0,34	0,46	–	2,6
	С-136	22,9	21	176,7	0,30	0,55	–	1,2
	С-138	25,5	25	58,5	0,23	0,52	–	1,1
	С-809	27,7	29	71,1	0,37	0,44	–	2,6
	С-810	35,7	35	59,0	0,42	0,39	3,2	–
	С-661	37,4	38	46,8	0,48	0,36	4,2	–
	С-662	34,7	36	54,4	0,28	0,41	–	1,2
	С-377	41,7	36	207,8	0,92	0,02	3,8	–
	С-243	52,0	50	47,5	0,42	0,43	–	4,0
	С-242	46,0	45	62,3	0,34	0,47	–	3,9
Среднее			385			3,3	2,4	
4 (600-700)	С-601	51,9	52	100,1	0,43	0,31	2,5	–
	С-213	38,6	35	123,4	0,16	0,65	–	1,9
	С-618	36,0	35	109,3	0,34	0,36	–	1,2
	С-626	36,3	36	84,5	0,66	0,19	2,8	–
	С-608	28,7	23	169,4	0,60	0,13	2,6	–
	С-607	22,8	20	152,6	0,34	0,44	–	1,6
	С-619	47,0	47	133,6	0,35	0,41	–	1,8
	Среднее			248			2,6	1,6

Таблица 3.12

Изменчивость содержаний серебра в порфириновых рудах Нового месторождения

Рудные тела (абс. отметка, м)	Разведочные выработки	Длина профиля L , м	Количество проб N	Коэффициент вариации V , %	Изменчивость		Радиусы	
					закономерная	случайная	геометрической автокорреляции Rq , м	автокорреляции Ra , м
5-С ₁ (940-1050)	Р-2, 1 С	105,0	105	74,0	0,61	0,27	2,3	–
	Р-2, 1 Ю	108,0	108	71,5	0,70	0,17	3,1	–
	Р-4, 3 Ю	134,5	131	59,5	0,39	0,42	–	3,5
	Р-2, 1 Ю	139,5	137	104,1	0,35	0,45	–	6,7
	Среднее		481				2,7	5,1
	Шт 1 С	128,0	107	63,8	0,54	0,32	3,0	–
	Шт 1 В	126,0	103	69,9	0,57	0,26	2,9	–
	Шт 2,3 С	33,5	34	78,0	0,36	0,44	–	3,7
	Шт 2,3 В	32,5	33	70,3	0,50	0,34	2,5	–
	Среднее		277				2,8	–
	С-162	76,4	64	91,7	0,42	0,34	4,4	–
	С-15	39,6	39	68,8	0,34	0,46	–	1,8
	С-25	103,3	83	41,6	0,51	0,29	2,8	–
	С-740	82,2	80	43,5	0,48	0,34	3,3	–
	С-8	70,0	53	76,6	0,36	0,47	–	5,4
Среднее		319				3,5	3,6	
6-С ₁ (800-940)	С-162	93,6	77	72,5	0,41	0,41	3,0	–
	С-15	37,1	36	75,5	0,55	0,32	2,9	–
	С-14	76,0	69	49,2	0,44	0,38	2,8	–
	С-26	131,0	134	65,4	0,54	0,31	3,7	–
	С-166	129,0	126	89,5	0,56	0,27	3,0	–
	Среднее		442				3,1	–
13-С ₂ (710-800)	С-164	38,5	41	59,5	0,38	0,36	2,0	–

Корреляционные связи между содержаниями золота и серебра
в порфириновых рудах Рябинового и Нового месторождений

Месторождение	Подсчетные блоки (абс. отметки, м)	Разведочные выработки	Количество проб	Коэффициент детерминации R^2
Рябиновое	4-С ₁ (850-930)	С-227	30	0,20
		С-228	32	0,05
	2-С ₁ (700-800)	С-642	28	0,58
		С-627	42	0,03
		С-136	21	0,002
		С-138	25	0,008
		С-809	29	0,002
		С-810	35	0,04
		С-661	38	0,18
		С-662	36	0,18
		С-377	36	0,35
		С-243	50	0,31
		С-242	45	0,18
	1-С ₁ (600-700)	С-601	52	0,61
		С-213	35	0,10
		С-618	35	0,08
		С-626	36	0,55
		С-608	23	0,25
		С-607	20	0,29
		С-619	47	0,06
Новое	5-С ₁ (940-1050)	Р-2,1 Ю	79	0,18
		Р-4,3 С	131	0,03
		Р-4,3 Ю	139	0,04
		Шт 1 З	79	0,18
		Шт 1 В	88	0,01
		Шт 2,3 З	34	0,13
		Шт 2,3 В	33	0,07
		С-162	64	0,05
		С-15	39	0,13
		С-25	83	0,25
		С-740	80	0,08
		С-8	53	0,01
		6-С ₁ (800-940)	С-162	77
	С-15		36	0,004
	С-14		69	0,03
	С-26		132	0,21
	С-166		126	0,006
	13-С ₂ (710-800)	С-164	41	0,002

образует самостоятельные минералы (самородное серебро, аргентит, петцит, гессит), изоморфно входит в состав самородного золота (1-43 %), присутствует в повышенных концентрациях в галените, в меньшей степени – в других сульфидах (халькопирите, сфалерите).

Содержание меди в рядовых пробах прожилково-вкрапленных руд Рябинового и Нового месторождений обычно составляет сотые доли процента. Наиболее высокие концентрации меди до 4-6 % в отдельных пробах установлены в порфировых рудах Рябинового месторождения на нижнем уровне рудоотложения (инт. 600-700 м) в пределах рудного тела 4 (Рисунок 3.4) со средним содержанием меди в разведочных скважинах десятые доли процента (Таблица 3.14). Распределение концентраций меди в разведочных выработках изменяется от неравномерного до крайне неравномерного при преобладании закономерной составляющей изменчивости над случайной составляющей или их равных соотношениях и близком с распределением золота в рудах, характере частотной изменчивости содержания меди, выраженной величиной радиусов геометрической автокорреляции (Таблицы 3.9, 3.14).

Таблица 3.14

Изменчивость содержаний меди в порфировых рудах
Рябинового месторождения

Разведочные выработки	Длина профиля L , м	Количество проб N	Среднее содержание C , %	Коэффициент вариации V , %	Изменчивость		Радиус геометрической автокорреляции Rq , м
					закономерная	случайная	
С-618	40,0	39	0,19	103,7	0,52	0,26	1,9
С-626	36,3	36	0,13	104,7	0,70	0,14	4,0
С-607	23,8	21	0,39	133,9	0,45	0,45	3,4
С-619	33,0	33	0,26	83,2	0,40	0,40	2,2
С-620	38,0	41	0,24	197,5	0,39	0,36	2,5
С-621	27,5	27	0,19	128,1	0,43	0,43	3,0
С-623	22,0	22	0,12	118,5	0,72	0,10	3,1
Среднее		219					2,9

Рассмотренная вертикальная минералого-геохимическая зональность в распределении с глубиной золотопорфирового оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах, концентраций золота и серебра в рудных телах Рябинового и Нового месторождений вероятно обусловлена различием термодинамических условий на разных уровнях рудоотложения. Согласно исследованиям золотопорфировых руд Рябинового месторождения сотрудниками ИГЕМ [179, 199, 213], включавшим использование кадмиевого галенит-сфалеритового геотермометра, результатов гомогенизации и гетерогенизации флюидных включений в рудном кварце, сульфидная минерализация в рудах выделенных ими преимущественно борнитовой, халькопиритовой и пиритовой зон сформировалась в интервале температур от 560 °С до 160 °С, давление составляло 350-130 МПа, концентрация солей (масс.% экв. NaCl) во флюидах – 25,0-7,6 %. Температуры рудоотложения на этом месторождении были также оценены на среднерудном уровне (700-800 м) по данным декрепитации позднего пирита из прожилково-вкрапленных руд (200-300°С, пик 240-250° С) [124].

В результате изучения состава основных типов флюидных включений (углекислотно-водных, существенно водных и углекислотных) гидротермальных кварцевых жил Рябинового месторождения показано, что формирование его золотопорфирового оруденения происходило при участии растворов сложного сульфатно-хлоридно-углекислотно-водного состава [30, 169, 179, 199], возникших в результате дальнейшей эволюции магматических силикатно-солевых расплавов и рассолов, обособившихся от щелочных магм рябиновского комплекса. Кварц из пирит-кварцевых жил, образовавшихся в зоне рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов, отличается от кварца из барит-полиметаллически-кварцевых жил, ассоциирующих с фенитами, повышенным отношением концентраций ионов калия и натрия в остаточных растворах (Таблица 2.5). Для их химического состава, полученного при анализе водных вытяжек, характерны также преобладание по концентрации хлора над фтором, высокие содержания CO₂ и присутствие серы в виде сульфат-иона (Таблица 3.15), что указывает на достаточно окисленное состояние растворов. Образование золотопродук-

тивных минеральных ассоциаций Рябинового месторождения могло происходить по результатам термодинамического моделирования [195] из высокотемпературных высокохлоридных близнейтральных растворов.

Таблица 3.15

Химический состав флюидов гидротермальных кварцевых жил
Рябинового щелочного массива [30]

№ образца	Летучие компоненты, мол. %				Концентрация компонентов, моль/кг H ₂ O					
	H ₂ O	CO ₂	N ₂	CH ₂	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₂	N ₂	CH ₂
5	97,24	2,71	0,04	0,01	0,01	0,14	0,11	1,54	0,003	0,006
19	96,83	3,10	0,04	0,03	0,78	1,25	0,52	1,80	0,03	0,012
24	96,37	3,55	0,08	0,00	0,05	0,36	0,24	2,09	0,05	н/о
25	97,0	2,98	0,02	0,00	0,28	2,30	0,33	1,72	0,02	Сл.
33	97,80	2,20	0,00	0,00	0,09	0,22	0,18	1,25	Сл.	Сл.

Типичные меднопорфировые месторождения также формируются в хлорофильных рудно-магматических системах [259]. Состав газовой-жидких включений в минералах этих месторождений свидетельствует о том, что в их образовании принимали участие флюидные фазы, представленные щелочно-хлоридными растворами и растворами с содержанием солей (масс.% экв. NaCl) – 10-30% и более, и газообразная фаза, состоящая из смеси H₂O и CO₂ [150].

Для характеристики минерального состава окисленных золотопорфировых руд Рябинового и Нового месторождений из них был произведен отбор шлиховых проб объемом от 3 до 75 дм³, взятых из отвалов разведочных выработок (шурфа, штольни) и в полотно канав. Общий объем шлихового опробования составил 486 дм³. Минералогический анализ тяжелой фракции выполнен в шлиховой лаборатории УГГУ Л. Н. Угрюмовой и С. В. Акуловой. В результате было установлено, что для среднего состава шлихов из окисленных руд Рябинового месторождения, взятых на среднерудном уровне (750-800 м), характерны ассоциации золота с пиритом и минералами меди (халькопиритом, борнитом, халькозином), повышенная концентрация гематита, оксидов титана, низкое содержание магнетита, барита, ильменита, высокие отношения содержаний Fe₂O₃/Fe₃O₄, TiO₂/FeTiO₃ (Таблица 3.16), обусловленные интенсивным замещением в рудно-метасоматическом про-

цессе магнетита исходных щелочных пород гематитом, а ильменита – оксидами титана (рутилом, брукитом, анатазом) [66]. А для среднего состава шлихов из окисленных руд Нового месторождения, отобранных на верхнерудном уровне (940-1050 м), свойственны присутствие самородного золота с пиритом и минералами полиметаллической ассоциации (галенитом, сфалеритом, вульфенитом, аргентитом), а также высокие концентрации барита, пониженное содержание гематита, более низкие отношения содержаний Fe_2O_3/Fe_3O_4 , $TiO_2/FeTiO_3$.

Таблица 3.16

Средний минеральный состав тяжелой фракции шлихов ($г/м^3$) из окисленных руд Рябинового (1) и Нового (2) месторождений

Минералы	1 (18)	2 (11)
Золото	зн.	зн.
Циркон	49	80
Гематит	83	3
Магнетит	37	30
Гранат	р. зн.	9
Ильменит	3	10
Рутил	4	1
Пирит	202	92
Церуссит	-	ед. зн.
Брукит	ед. зн.	ед. зн.
Анатаз	8	12
Пироксен	15	47
Гидроксиды железа	101	57
Псевдоморфозы лимонита по пириту	21	3
Амфибол	0,4	р. зн.
Сфен	4	0,2
Лейкоксен	1	3
Аргентит	-	ед. зн.
Халькопирит	0,01	-
Сфалерит	-	ед. зн.
Галенит	-	0,2
Борнит	зн.	ед. зн.
Халькозин	зн.	-
Вульфенит	-	ед. зн.
Апатит	0,05	0,9
Барит	1	98
Ярозит	0,05	0,04
Fe_2O_3/Fe_3O_4	2,2	0,1
$TiO_2/FeTiO_3$	4,0	1,3

Примечание. В скобках приведено количество проб.

Таким образом, минеральный состав тяжелой фракции шлихов, взятых из окисленных руд, отражает проявившуюся в пределах Рябинового и Нового месторождений вертикальную минералого-геохимическую зональность в распределении золотопорфирового оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах [69, 81, 94].

Из шлихов, отобранных из окисленных руд Рябинового и Нового месторождений, были выделены частицы самородного золота и проведены исследования их формы, размеров и химического состава, являющихся важными типоморфными признаками золоторудных месторождений различных формационных типов [186]. Морфометрическая характеристика золотин включала определение их размеров (длины, ширины, толщины). В соответствии с методикой геокинематического анализа геологических объектов [262] по величине показателей вытянутости (B) и сплюснутости (C) выделяют четыре морфологических типа золотин: 1) изометричные комковидные ($B < 2, C < 2$); 2) вытянутые игольчатые ($B \geq 2, C < 2$); 3) сплюснутые линзовидные ($B < 2, C \geq 2$); 4) вытянутые и сплюснутые пластинчатые ($B \geq 2, C \geq 2$).

В рудах Рябинового месторождения преобладающей формой самородного золота в исследованной представительной выборке (868 зерен) являются изометричные комковидные образования при подчиненной роли вытянутых и сплюснутых разновидностей золотин игольчатой, линзовидной и пластинчатой форм (Таблица 3.17). По гранулометрическому составу (классы, мм: 0,01-0,05 – 23,3 %; 0,05-0,01 – 54,6 %; 0,1-0,25 – 21,2 %; 0,25-0,5–0,9 %) в выборке превалирует тонкое золото. Химический состав самородного золота из окисленных руд Рябинового месторождения характеризуется по результатам микрозондового анализа (прибор САМЕСА MS) широкими вариациями пробности при преимущественном распространении, как и в первичных рудах [75, 124], среднепробных золотин, присутствием в их составе меди и ртути (Таблица 3.18). Изучение внутреннего строения самородного золота из окисленных руд Рябинового месторождения позволило определить, что краевая часть золотин несколько обогащена серебром и

Таблица 3.17

Морфометрические параметры самородного золота из окисленных руд основных промышленных типов месторождений Центрально-Алданского района [60, 79, 84, 90]

Типы и подтипы руд		Морфологические типы золотин, %				Показатель вытянутости золотин	Показатель сплюснутости золотин	Средние размеры золотин, мм	Количество золотин
		комковидные	игольчатые	линзовидные	пластинчатые				
Золото-гумбеитовый; федоровский	1	76	6	13	5	1-4 (1,5)	1-6 (1,7)	0,01-0,5 (0,05)	348
Золото-порфировый; рябиновский	2	66	17	15	2	1-7 (1,5)	1-6 (1,3)	0,05-0,5 (0,09)	868
	3	54	21	18	7	1-10 (1,6)	1-5 (1,6)	0,02-0,05 (0,06)	1341
Золото-джаспероидный; самолазовский	4	76	7	12	5	1-4 (1,6)	1-3 (1,4)	0,03-0,2 (0,09)	76
	5	74	8	11	7	1-5 (1,6)	1-4 (1,6)	0,03-0,2 (0,07)	300
	6	65	7	14	14	1-7 (1,8)	1-7 (1,8)	0,03-0,2 (0,08)	188
	7	67	15	9	9	1-5 (1,6)	1-5 (1,6)	0,03-0,3 (0,08)	338

Окончание таблицы 3.17

Типы и подтипы руд		Морфологические типы золотин, %				Показатель вытянутости золотин	Показатель сплюснутости золотин	Средние размеры золотин, мм	Количе- ство золотин
		комковидные	игольчатые	линзовид- ные	пластинчатые				
Золото- джасперо- идный; лебединский	8	55	17	24	4	1-4 (1,5)	1-4 (1,6)	0,04-1,7 (0,19)	106
	9	47	28	18	7	1-9 (1,6)	1-5 (1,5)	0,05-0,8 (0,11)	846
	10	56	26	22	6	1-6 (1,6)	1-5 (1,7)	0,02-0,5 (0,07)	362
Золото- джасперо- идный; куранахский	11	24	15	38	23	1-6 (1,7)	1-10 (2,2)	0,03-0,2 (0,11)	201
	12	37	23	31	9	1-5 (1,5)	1-10 (2,0)	0,01-0,2 (0,05)	397
Золото- аргиллизито- вый; нимгерканский	13	21	24	33	22	1-10 (1,9)	1-10 (2,2)	0,03-1,3 (0,12)	467
	14	26	28	29	17	1-7 (1,9)	1-17 (2,2)	0,03-1,5 (0,11)	106

Примечание. 1–6 – месторождения: Лунное (1), Рябиновое (2), Новое (3), Самолазовское (4), Гарбузовское (5), Томмотское (6); 7 – Аномальное рудопроявление; 8–12 – рудные поля: Лебединское (8), Колтыконское (9), Верхне-Томмотское (10), Куранахское (11), Нижне-Якокитское (12); 13 – месторождение Обман; 14 – Гранитное рудопроявление. В скобках – средние значения параметров.

Химический состав (мас.%) золота из окисленных руд Рябинового (1-21) и Нового (22-61) месторождений [75]

№ п/п	Номер пробы	Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd
1	4605/1	88,27	11,35	0,16	-	0,11	0,11
2	4605/2	87,61	11,84	0,10	0,28	0,17	-
3	4605/A1	85,42	14,37	0,09	-	0,12	-
4	4605/A2	83,30	16,56	0,08	-	-	0,06
5	4605/A3	94,49	4,65	0,15	0,17	0,51	0,03
6	4605/A4	83,51	16,09	0,09	0,22	-	0,09
7	4652/1	93,90	5,83	0,18	-	0,09	-
8	4652/2	93,00	6,82	0,16	-	-	0,02
9	4652/3	94,02	5,62	0,14	-	0,22	-
10	4653/1	82,90	17,01	0,04	-	0,05	-
11	4653/2	85,57	14,26	0,14	-	-	0,03
12	4653/3	92,24	7,56	0,14	-	0,04	-
13	4656/1	92,07	7,67	0,16	0,09	0,01	-
14	4656/2	90,60	9,02	0,16	-	0,16	0,06
15	4657/2	90,52	9,23	0,17	-	-	0,08
16	4657/3	91,62	7,91	0,13	0,29	0,05	-
17	4657/4	93,73	5,89	0,15	-	0,23	-
18	6526/1	80,99	18,84	0,03	0,14	-	-
19	6711/1	94,55	5,44	0,01	-	-	-
20	6711/2	92,92	6,54	0,11	-	0,43	-
21	6715/1	83,00	16,89	0,11	-	-	-
22	1	94,04	5,73	0,05	0,01	0,06	0,11
23	1/1	93,51	6,06	0,28	-	0,15	-
24	1/2	93,70	5,90	0,01	-	0,39	-
25	1/3	92,02	7,87	0,03	-	-	0,08
26	1/4	86,57	13,33	0,08	-	0,02	-
27	1/5	93,41	6,29	0,05	-	0,23	0,02
28	1/6	94,12	5,42	0,10	-	0,36	-
29	1/7	89,30	10,36	0,07	-	-	-
30	1/8	94,42	5,45	0,07	-	0,06	-
31	1/9	94,09	5,91	-	-	-	-
32	2	93,51	6,17	0,09	-	0,13	0,10
33	2/1	92,63	7,29	0,05	-	0,03	-
34	2/2	94,13	5,72	0,09	-	0,06	-
35	3	93,23	6,53	0,02	-	0,19	0,03
36	3/1	93,26	6,74	-	-	-	-
37	3/2	87,72	12,12	0,14	-	-	0,02
38	4	99,01	0,93	0,02	-	-	0,04
39	4/1	98,59	1,30	0,03	-	0,08	-
40	4/2	94,15	5,71	0,06	-	-	0,08
41	5	88,03	11,78	0,11	-	-	0,08
42	5/1	97,94	1,70	0,05	-	0,20	0,11
43	5/2	83,93	16,03	0,01	-	0,03	-

Окончание таблицы 3.18

№ п/п	№ проб	Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd
44	6	84,02	15,80	0,01	-	0,17	-
45	6/1	92,55	7,39	-	-	-	0,06
46	6/2	80,08	19,81	-	-	-	0,01
47	7	96,17	3,75	-	-	0,08	-
48	7/1	94,95	4,88	0,05	-	-	0,12
49	7/2	98,60	1,37	-	-	-	0,03
50	8	91,50	8,21	0,21	-	0,08	-
51	8/1	91,25	8,47	0,07	-	0,19	0,02
52	8/2	94,19	5,73	0,08	-	-	-
53	9	94,23	5,57	0,10	-	0,10	-
54	9/1	94,36	5,53	0,05	-	0,05	0,01
55	9/2	95,73	4,08	0,06	-	0,13	-
56	10	91,60	8,37	0,03	-	-	-
57	10/1	72,69	27,30	0,01	-	-	-
58	10/2	76,20	23,78	0,02	-	-	-
59	11	94,36	5,47	0,11	-	0,05	0,01
60	11/1	94,77	5,18	0,03	-	0,02	-
61	11/2	95,64	4,34	0,02	-	-	-

Примечание. Пр. 1-61 – аналитик В. Н. Ослоповских, УГГУ, г. Екатеринбург.

Таблица 3.19

Химический состав центральных и краевых частей золотинок из окисленных руд Рябинового месторождения, масс. %

	4605/A		4652	4653		4656		4657		6526
	центр	край	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	91,84	88,80	87,74	92,41	90,89	88,73	85,78	90,49	93,98	86,74
Ag	7,41	9,54	9,42	6,42	7,50	10,56	13,38	6,34	7,03	12,37
Cu	0,16	0,13	0,15	0,23	0,18	0,15	0,08	0,18	0,14	0,08
Сумма	99,41	98,47	97,31	99,06	98,57	99,44	99,24	97,01	101,15	99,19
Пробность	924	902	902	933	922	892	864	933	929	875

Примечание. Микросондовые анализы выполнены В. Г. Гмырой, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

обеднена медью в сравнении с их центральной частью (Таблица 3.19). В окисленных рудах Нового месторождения в изученной выборке (1341 зерно) также преобладают золотины изометричной комковидной формы в сравнении с игольчатыми, линзовидными и пластинчатыми разновидностями (Таблица 3.17). Они выделяются по гранулометрическому составу (классы, мм: 0,01-0,05– 46,5 %;

0,05-0,1– 41,4 %; 0,1-0,25– 11,7 %; 0,25-0,5– 0,4 %) более низкой средней крупностью зерен, преобладающим развитием высокопробного золота (Таблица 3.18).

Самородное золото, выделенное из окисленных порфировых руд рябиновского типа, характеризуются широкими вариациями состава от электрума до высокопробного золота, при преобладающей доле последнего, а также устойчивой повышенной концентрацией в нем платины и палладия в сравнении с составом золота из окисленных руд других формационных типов золоторудных месторождений Центрально-Алданского района, сопряженных с метасоматитами гумбеитовой, джаспероидной и аргиллизитовой формаций (Таблица 3.20). Так, в окисленных рудах гумбеитовой формации самородное золото по химическому составу низко-среднепробное (Рисунок 3.7) с примесью меди. Для самолазовского подтипа золото-джаспероидной формации характерно преобладание в рудах золотин изометричной формы преимущественно высокопробных по составу с примесью меди и ртути [87, 88]. Для состава окисленных руд лебединского подтипа джаспероидного оруденения свойственно примерно равное соотношение золотин изометричной, вытянутой и сплюснутой форм, широкие вариации пробности самородного золота (Таблица 3.17, рисунок 3.7). А в окисленных рудах куранахского подтипа джаспероидной формации преобладают золотины игольчатой, линзовидной и пластинчатой форм при преимущественном распространении высокопробного золота. Самородное золото из окисленных руд нимгерканского типа аргиллизитовой формации характеризуется значительными вариациями пробности и широким развитием индивидов вытянутой и сплюснутой форм (Таблицы 3.17, 3.20).

Изотопный состав серы сульфидов (пирита, халькопирита, галенита), отобранных из прожилково-вкрапленных руд Рябинового месторождения, характеризуется, по данным работы [110], узким диапазоном значений $\delta^{34}\text{S}$ от -7,4 до -12,8 ‰ при среднем значении -10,2 ‰ по 25 анализам. Более широкие вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ (от +1,8 до -12,8 ‰ при среднем значении -4,6 ‰ по 8 анализам) установлены для пирита, образующего рассеянную вкрапленность в серицит-

микроклиновых метасоматитах на надрудном уровне за пределами штокверковых зон с кондиционным золотым оруденением.

Таблица 3.20

Химический состав самородного золота из окисленных руд основных промышленных типов месторождений Центрально-Алданского района [60, 79, 84, 90]

Параметры	Промышленные типы и подтипы руд		
	золотогумбеитовый	золотопорфиновый	золотоджаспероидный
	федоровский	рябиновский	самолазовский
Пробность золота, ‰	682-875 (765) <i>n</i> =29	577-990 (898) <i>n</i> =81	861-997 (964) <i>n</i> =43
Содержание Ag в самородном золоте, %	14,5-31,8 (23,5) <i>n</i> =29	0,9-42,6 (10,2) <i>n</i> =81	0,2-9,5 (3,3) <i>n</i> =43
Содержание Cu в самородном золоте, %	0,03-0,07 (0,05) <i>n</i> =12	0,01-0,28 (0,09) <i>n</i> =61	0,01-0,48 (0,09) <i>n</i> =41
Содержание Hg в самородном золоте, %	–	0,01-0,29 (0,17) <i>n</i> =7	0,03-4,38 (0,71) <i>n</i> =29
Содержание Pt в самородном золоте, %	–	0,01-0,51 (0,14) <i>n</i> =29	0,07-0,15 (0,11) <i>n</i> =2
Содержание Pd в самородном золоте, %	–	0,01-0,12 (0,06) <i>n</i> =25	0,01-0,10 (0,05) <i>n</i> =8

Окончание таблицы 3.20

Параметры	Промышленные типы и подтипы руд		
	золотоджаспероидный		золото-аргиллизитовый
	лебединский	куранахский	нимгерканский
Пробность золота, ‰	569-984 (880) <i>n</i> =101	814-999 (944) <i>n</i> =62	417-991 (875) <i>n</i> =32
Содержание Ag в самородном золоте, %	1,3-43,1 (11,9) <i>n</i> =101	0,01-18,5 (5,4) <i>n</i> =62	0,5-58,2 (11,8) <i>n</i> =32
Содержание Cu в самородном золоте, %	0,02-0,21 (0,07) <i>n</i> =46	0,05-0,16 (0,09) <i>n</i> =28	0,01-0,44 (0,11) <i>n</i> =21
Содержание Hg в самородном золоте, %	0,03-0,41 (0,19) <i>n</i> =23	0,02-2,03 (0,39) <i>n</i> =15	0,05-1,49 (0,46) <i>n</i> =8
Содержание Pt в самородном золоте, %	0,01-0,08 (0,04) <i>n</i> =17	0,05-0,26 (0,16) <i>n</i> =5	0,01-0,36 (0,13) <i>n</i> =6
Содержание Pd в самородном золоте, %	0,01-0,10 (0,04) <i>n</i> =20	0,01-0,14 (0,04) <i>n</i> =11	0,01-0,05 (0,03) <i>n</i> =5

Примечание. В скобках приведены средние значения параметров;
n – количество определений параметров.

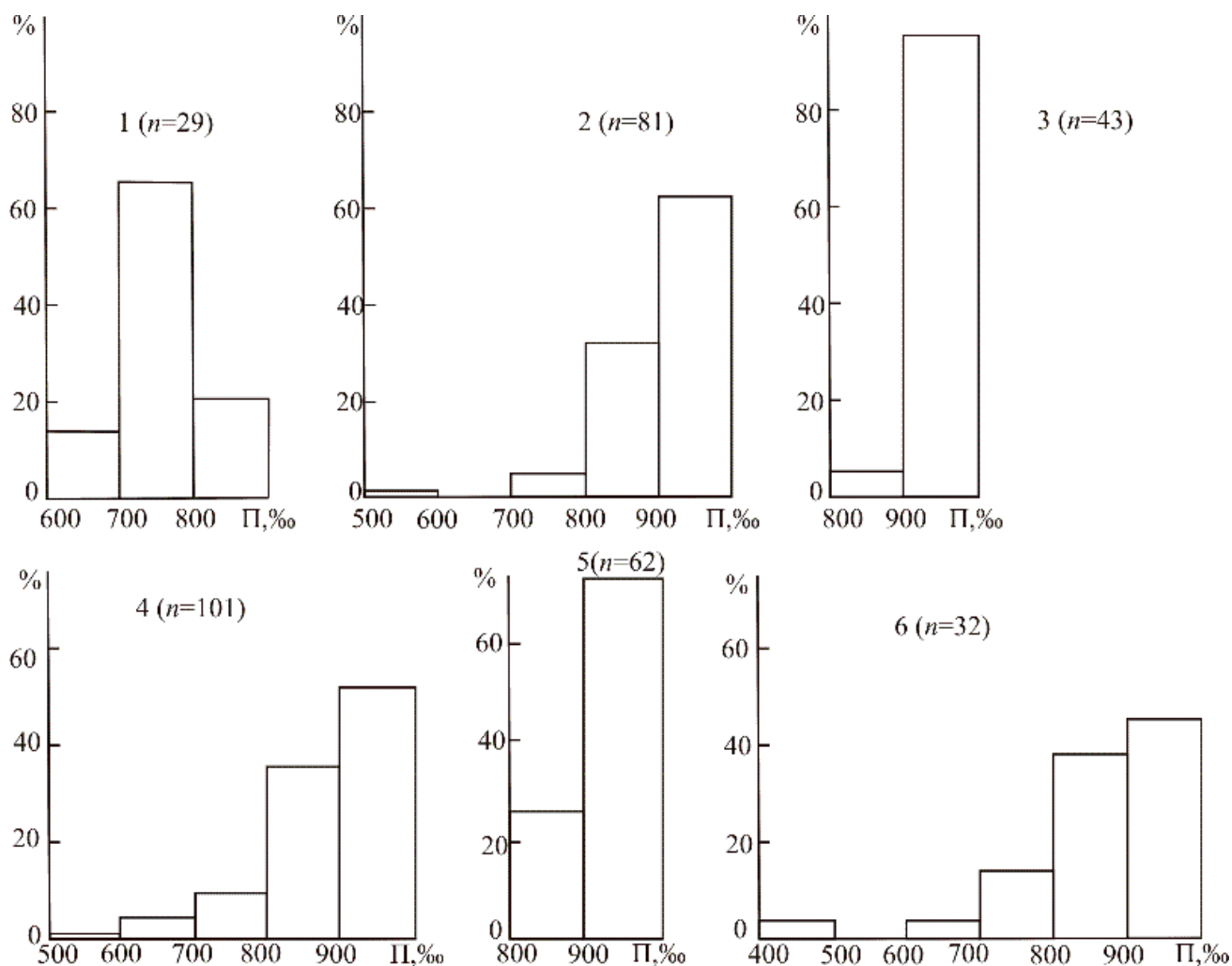


Рис. 3.7. Распределение пробыности (П) самородного золота из окисленных руд основных промышленных типов месторождений Центрально-Алданского района:

1 – золотогумбеитовый (федоровский тип); 2 – золотопорфировый (рябиновский) тип; 3-5 – золотожаспероидный тип: 3 – самолазовский подтип, 4 – лебединский подтип, 5 – куранахский подтип; 6 – золотоаргиллизитовый (нимгерканский) тип. n – количество определений пробыности золота

Обогащение сульфидной серы легким изотопом вероятно обусловлено специфическими условиями формирования золотого оруденения Рябинового месторождения, наличием глубинного верхнемантийного щелочно-базальтоидного магматического источника рудообразующих растворов, высокой концентрацией в них сульфат-ионов [30, 65, 169]. В прожилково-вкрапленных рудах кроме золота присутствуют в повышенных концентрациях серебро, медь, платина и палладий.

Рябиновое месторождение золота, по условиям образования и величине барического показателя закрытости системы: $(P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{ГАЗОВ}}) / P_{\text{H}_2\text{O}} = 16,9-9,4$ – отнесено [213] совместно с типичными молибден-меднопорфировыми месторождениями к классу полуоткрытых рудообразующих систем. В этот класс входят гидротермальные месторождения золота гипабиссального или субвулканического уровня глубинности (Дарасун, Карийское в Восточном Забайкалье и др.), для которых характерны широкие вариации физико-химических параметров: температуры, давления, концентрации солей и газов в рудообразующих флюидах. Именно в такой обстановке, согласно проведенным исследованиям [30, 65, 81, 169, 195], сформировались серицит-микроклиновые метасоматиты и прожилково-вкрапленное оруденение Рябинового месторождения золота.

Возраст золотопорфирового оруденения Рябинового и Нового месторождений раннемеловой [81, 144, 242]. По глубине формирования месторождения рябиновского типа относятся к среднеглубинным (1,8-4,5 км) гидротермальным золоторудным месторождениям [79].

В пределах Рябинового месторождения на надрудном уровне (900-950 м) в его северной части в серицит-микроклиновых метасоматитах над рудным телом 7 (Рисунок 3.3) установлено развитие непромышленной вкрапленной сульфидной минерализации, представленной преимущественно пиритом с преобладающими содержаниями золота в керновых пробах – доли граммов на тонну, реже – первые граммы на тонну – и отличающейся от балансовых золотопорфировых руд более низкими средними значениями коэффициентов рудоносности и богатства, золото-серебряного соотношения (Таблицы 3.6, 3.21). В других щелочных комплексах Центрально-Алданского района (Ыллымахском, томмотском, якутском, мрачном), отличающихся по геологическому строению от рябиновского комплекса, вмещающего Рябиновое и Новое месторождения золота, меньшим уровнем эрозийного среза и развитием пород вулканогенной кровли (псевдолейцитовых фоновитов, трахитов) (Рисунок 3.8), при проведении тематических и поисковых работ, включавших проходку горных выработок (канав) и скважин колонкового бурения,

отбор штуфных, бороздовых и керновых проб, в развитых в их пределах на надрудном уровне (900-1300 м) микроклинизированных и серицитизированных интрузивных и эффузивных щелочных породах была также выявлена непромышленная вкрапленная сульфидная минерализация [14, 15, 16, 111, 113, 114].

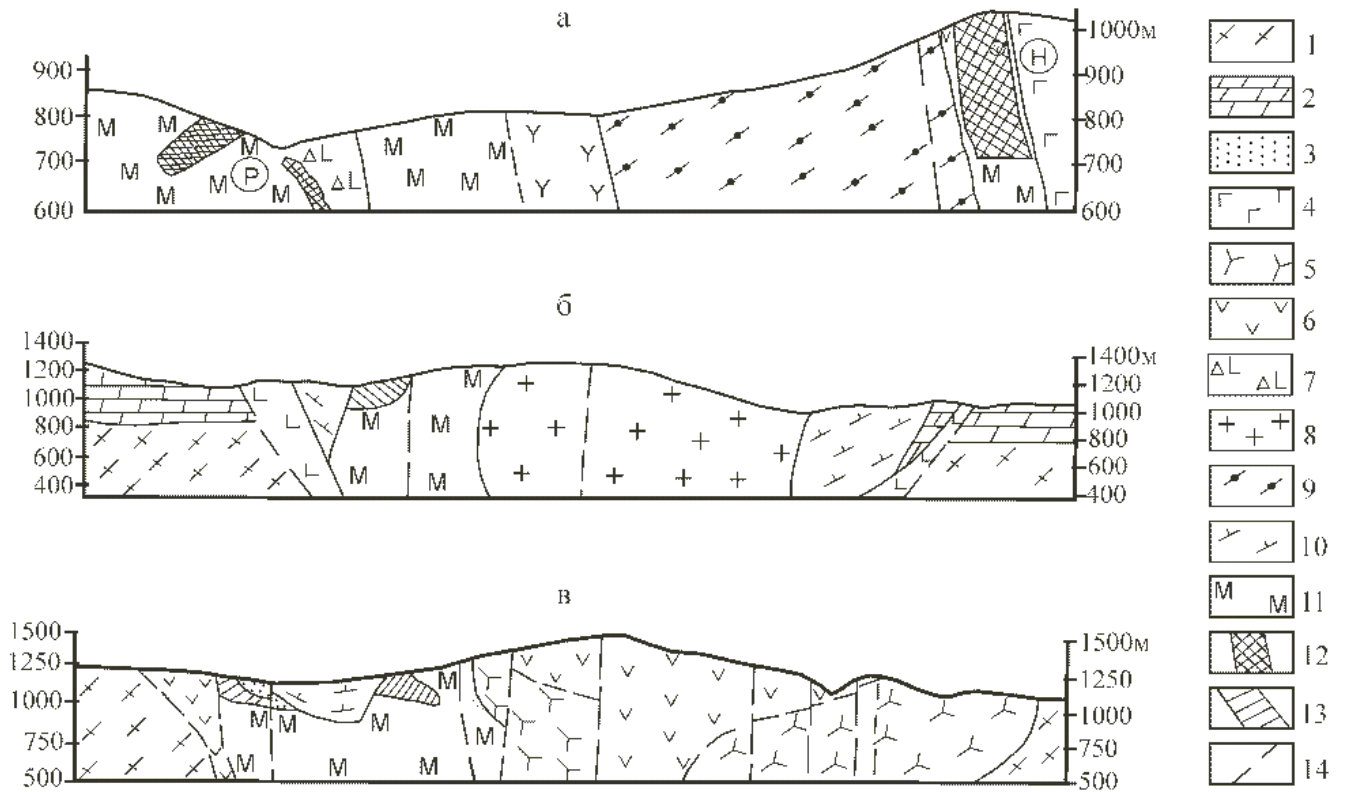


Рис. 3.8. Схема размещения золотопорфирового оруденения на рудном (а) и надрудном (б, в) уровнях в вулcano-плутонических комплексах Центрально-Алданского района [66]: а – Рябиновское золоторудное поле (Р – Рябиновое месторождение, Н – Новое месторождение); б, в – рудопроявления золота Ыллымахского (б), Томмотского (в) массивов (горизонтальный масштаб соответствует приведенному на рисунке вертикальному масштабу):

1 – архейские граниты, гнейсы, кристаллические сланцы; 2 – вендские доломиты; 3 – юрские песчаники; 4–11 – мезозойские магматические и метасоматические породы: 4 – щелочные габброиды; 5 – щелочные сиениты; 6 – субщелочные сиениты; 7 – щелочные пикриты; 8 – эгириновые граниты и их эруптивные брекчии; 9 – фениты; 10 – эпилейцитовые фонолиты, серицитизированные трахиты; 11 – серицит-микроклиновые метасоматиты по щелочным сиенитам; 12 – штокверковые зоны с кондиционным золотым оруденением; 13 – зоны с непромышленной вкрапленной золоторудной минерализацией; 14 – разрывные нарушения

В пределах Якокутского массива вкрапленная золоторудная минерализация была установлена в измененных эпилейцитовых порфирах Лагерного участка и мусковитизированных сиенитах Щелочного участка (Рисунок 1.3). Из рудных минера-

лов в эпилейцитовых порфирах определены пирит и более редкие сфалерит, галенит, халькопирит и молибденит. В этих породах самородное золото обнаружено в кварцевых прожилках на контакте выделений кварца и пирита.

Микроклинизированные и серицитизированные сиениты Щелочного участка также содержат вкрапленность сульфидов, представленных пиритом, халькопиритом, сфалеритом, молибденитом. Содержание сульфидов в серицит-микроклиновых метасоматитах якутского комплекса составляет первые проценты. Лагерное и Щелочное рудопроявления в отличие от золоторудных тел Рябинового и Нового месторождений характеризуются низкими средними значениями золото-серебряного отношения, коэффициентов рудоносности и богатства при содержаниях золота в единичных пробах соответствующих по качеству рядовым и богатым рудам (Таблицы 3.6, 3.7, 3.21).

Таблица 3.21

Качественная характеристика вкрапленной золоторудной минерализации на надрудном уровне в серицит-микроклиновых метасоматитах калиевых щелочных массивов Центрально-Алданской провинции
[14, 15, 66, 272]

Массив	Месторождение, рудопроявления	Абсолютные отметки, м	Число проб	Типы руд, %			Коэффициент рудоносности	Коэффициент богатства	Золото-серебряное отношение
				богатые	рядовые	бедные			
Рябиновый	Рябиновое	900-950	131	-	2,3	97,7	0,31	0,50	0,27
Якутский	Лагерное	900-1050	542	0,2	0,6	99,2	0,10	0,15	0,12
	Щелочное	900-1100	613	0,2	0,5	99,3	0,10	0,12	0,10
Ыллымахский	Северное	940-1300	521	-	0,6	99,4	0,14	0,21	0,27

В серицит-микроклиновых метасоматитах Ыллымахского массива вкрапленная сульфидная минерализация в количестве до 3-5 % обнаружена в его северной части на участке, расположенном к северу от р. Амбурдак (Рисунок 1.4). Сульфиды представлены пиритом преимущественно кубической формы размером до 2-3 мм и более редкими халькопиритом, борнитом и галенитом. Иногда среди

них отмечаются выделения малахита. При проведении нами тематических работ [113] на Северном участке в его южной части (т.н.18038) было установлено также видимое золото в агрегате окисленного пирита, образующего вкрапленность в апосиенитовых средне серицитизированных микроклинитах. Северное рудопроявление в Ыллымахском массиве так же, как и золоторудные проявления Якокутского массива, выделяется более низкими средними значениями коэффициентов рудоносности и богатства, золото-серебряного отношения в сравнении с золото-порфировыми месторождениями рябиновского комплекса (Таблицы 3.6, 3.7, 3.21). Проведенное на площади Северного участка поисковое бурение показало, что с увеличением уровня эрозионного среза закономерно возрастают содержания золота в минерализованных серицит-микроклиновых метасоматитах [14]. Так, по буровой линии 64, располагавшейся в районе минимального эрозионного среза (абсолютная отметка 1290 м) коэффициент рудоносности вкрапленной минерализации составил 0,08, коэффициент богатства – 0,12, а по буровой линии 46, размещавшейся в районе максимального эрозионного среза (абсолютная отметка 1040 м), коэффициент рудоносности увеличился до 0,24, а коэффициент богатства – до 0,37.

В серицит-микроклиновых метасоматитах Томмотского массива (Рисунок 1.5) вкрапленная сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом. Минералогический анализ тяжелой фракции из протоочки серицитизированных микроклинитов, содержащих агрегаты микроклина-2 и вкрапленность окисленных сульфидов (Пр. 1035/5), показал присутствие в ней гематита, рутила, циркона, карбонатов меди, вторичных минералов свинца, что сближает их с аналогичными рудоносными метасоматитами Рябинового месторождения золота (Таблица 2.12). Минерализованные серицит-микроклиновые метасоматиты томмотского комплекса характеризуются, по данным пробирных анализов проб, повышенным содержанием золота от 0,1 до 1,9 г/т ($n=17$) [114]. Аналогичные концентрации золота в пробах микроклинитизированных и серицитизированных сиенитов с вкрапленностью сульфидов (пирита, реже галенита) от 0,1 до 1,8 г/т

($n=11$) выявлены при проведении тематических и поисковых работ [16, 111] на площади Мрачного щелочного массива (Рисунок 1.6).

Рудоносные серицит-микроклиновые метасоматиты Центрально-Алданской щелочной провинции сходны по возрасту и вещественному составу с калишпатизированными и серицитизированными сиенитами, вмещающими меднопорфировые месторождения с благороднометалльной (золото-серебряно-платиновой) минерализацией в мезозойских массивах Северо-Американских Кордильер (Аллард Шток, Коппер Маунтин, Инжербелл, Гэйлор Крик, Шескет Крик, Гус Лейк, Пирамид Лейк) [290, 291, 297]. В этих массивах измененные породы (лейкократовые и меланократовые сиениты и сиенит-пегматиты) содержат прожилково-вкрапленное оруденение, представленное пиритом, халькопиритом, борнитом и более редкими сфалеритом, галенитом. Содержания меди в порфировых рудах этих месторождений составляют 0,1-18 %, золота – 0,05-15,4 г/т, серебра – 1,6-130 г/т, палладия – 0,01-6,41 г/т, платины – 0,02-13,6 г/т, теллура – 0,6-22,8 г/т (Таблицы 3.22, 3.23). Геохимическая специализация золото-меднопорфировых руд наиболее изученного месторождения Аллард Шток смешанная лито-халькофильная, что определяется высокой концентрацией в них меди, серебра, золота, теллура, бария и стронция при низких содержаниях рубидия и урана (Таблица 3.23). Они отличаются от золотопорфировых руд Рябинового и Нового месторождений (Таблица 3.5) более низкими значениями золото-серебряного отношения и полиметаллического индекса. Содержания меди в прожилково-вкрапленных рудах этого месторождения положительно коррелируются с концентрациями в них серебра и висмута. В распределении медной и благороднометалльной (золото-серебряной) минерализации в калишпатизированных и серицитизированных сиенитах месторождения Аллард Шток также отмечается определенная вертикальная зональность. Она выражена в преимущественном развитии на среднерудном уровне штокверкового существенно медного золотосодержащего оруденения (Рисунок 1.26), представленного пиритом, халькопиритом, борнитом, халькозином и более редкими сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, которое на верхнерудном уровне сменяется жилами, прожилками и гнездами кварц-кальцит-санидинового

состава в гидротермально измененных лейкократовых сиенитах со сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовой золото-серебряно-полиметаллической минерализацией.

Таблица 3.22

Содержание меди (%) и благородных металлов (г/т) в рудах и сульфидных концентратах золото-меднопорфировых месторождений Северо-Американских Кордильер [291]

Проба	Элементы					
	Cu	Au	Ag	Pt	Pd	Te
1	8,4	0,05	45	0,250	0,165	1,31
2	18	1,23	130	2,880	1,920	7,60
3	27	1,74	160	3,935	2,320	0,39
4	9,7	0,37	38	2,520	1,270	2,00
5	18	0,13	82	5,300	2,850	5,35
6	22	0,19	81	13,600	6,430	7,00
7	32	0,83	110	1,660	1,355	6,80
8	31	0,04	100	0,165	3,970	7,10
9	1,3	0,22	7,9	<0,025	<0,003	0,64
10	4,9	0,18	53	0,140	0,010	3,38
11	36	0,10	78	3,450	0,190	0,19
12	35	0,20	87	3,940	0,225	0,48
13	25,6	7,85	62	<0,025	<0,003	1,60
14	24,2	6,20	61	<0,025	<0,003	2,10
15	28,4	5,10	50	0,125	2,735	8,20
16	27,9	4,50	51	0,155	2,800	6,50
17	40	4,20	420	0,050	3,250	24,0
18	2,8	15,4	64	<0,025	<0,003	22,8
19	7,5	0,96	29	<0,025	0,225	5,10
20	8,1	0,36	1,5	<0,025	0,003	0,80

Примечание. 1-3 – месторождение Аллард Шток (1 – меланократовый сиенит-пегматит с халькопиритом, 2 – сиенит с халькопиритовой рудой, 3 – сульфидный концентрат); 4-8 – месторождение Гус Лейк (4 – сиенит с халькопиритовой рудой, 5 – жила халькопирита в сиените, 6 – сиенит-пегматит с халькопиритовой рудой, 7-8 – сульфидные концентраты); 9-12 – месторождение Шескет Крик (9-10 – сиенит-пегматиты с халькопиритом, борнитом, 11-12 – сульфидные концентраты); 13- 17 – месторождения Коппер Маунтин-Инжербелл (13-14 – халькопиритовая жила, 15-16 – сульфидные концентраты, 17 – борнит-халькопиритовая жила); 18-19 – месторождение Гэйлор Крик (18 – щелочной базальт с халькопиритом, 19 – брекчия лейкократового сиенита с халькопиритом); 20 – месторождение Пирамид Лейк (сульфидный концентрат)

Геохимическая характеристика ($10^{-3}\%$) золото-медно-порфировых руд месторождения Аллард Шток [297]

Элементы	1 (14)	2 (16)	3(8)	4 (7)	среднее (45)
Литофилы					
Барий	142	268	137	66	174
Стронций	68	170	51	31	95
Бериллий	0,21	0,23	0,21	0,43	0,25
Цирконий	18,3	6,6	19,0	23,5	15,1
Рубидий	14,7	8,9	16,0	6,8	11,6
Ниобий	2,9	2,2	2,5	1,2	2,3
Литий	3,1	1,5	1,8	4,4	2,5
Молибден	0,34	0,36	0,38	0,18	0,33
Олово	0,25	0,14	0,20	0,30	0,21
Уран	0,4	0,36	0,45	0,18	0,36
Халькофилы					
Медь	131	548	207	597	365
Цинк	7,6	10,0	8,1	30,0	12,0
Свинец	1,0	0,43	3,4	0,20	1,1
Серебро	0,16	0,49	0,27	0,67	0,38
Золото	0,002	0,016	0,002	0,001	0,007
Мышьяк	1,73	0,3	0,46	0,23	0,76
Висмут	0,16	0,42	0,23	0,83	0,37
Теллур	0,056	0,099	0,034	0,022	0,06
Таллий	0,05	0,03	0,05	0,02	0,04
Сидерофилы					
Никель	0,36	0,35	0,42	0,94	0,46
Кобальт	0,49	1,2	0,5	2,39	0,50
Ванадий	16	19	12	57	23
Хром	2,7	2,7	3,3	3,7	3,0
Au/Ag	0,013	0,033	0,007	0,002	0,018
$\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Mo}$	0,50	1,96	0,90	0,04	1,00

Примечание. 1-4 – измененные рудоносные щелочные породы: 1 – серые сиениты, 2 – меланократовые сиениты, 3 – розовые сиениты, 4 – сиенит-пегматиты. В скобках указано количество проб.

Содержание кальцита в прожилково-вкрапленных рудах этого месторождения составляет от 2 до 12 %. Значения золото-серебряного отношения в порфировых рудах месторождения Аллард Шток варьируют в широких пределах от 0,0003 до 0,7; значения полиметаллического индекса – от 0,04 до 5,3. В порфировых рудах месторождения Гэйлор Крик установлены также высокие содержания бария (до 0,33 %) и стронция (до 0,39 %) [291]. Меднопорфировые месторождения с благороднометалльной минерализацией в щелочных массивах Северо-

Кордильерской провинции близки с Рябиновым золотопорфировым месторождением по изотопному составу сульфидной серы [110] и условиям рудоотложения. Так, среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов из прожилково-вкрапленных руд месторождения Аллард Шток равно -6,5 ‰ при вариациях значений от -4,37 до -7,9 ‰ [297]. По данным этих авторов, сходные значения $\delta^{34}\text{S}$ установлены для сульфидов из руд других месторождений этой провинции (Коппер Маунтин, Гэйлор Крик, Шескет Крик, Гус Лейк). Образование золото-меднопорфировых руд на этих месторождениях происходило согласно работе [291] при $T < 300$ °С и $P - 35-100$ МПа.

Выводы

1. Золотопорфировое оруденение в калиевых щелочных массивах, пространственно приуроченное к зонам развития поздних микроклинитов, сформировалось в условиях широкой вариации физико-химических параметров: температуры, давления, концентрации солей и газов в рудообразующих флюидах.
2. Распределение прожилково-вкрапленного золотого оруденения в комплексах калиевых щелочных пород, концентраций золота и серебра в рудных телах подчиняется вертикальной зональности, которая на рудном уровне проявлена в постепенной смене с глубиной золото-полиметаллического типа оруденения на золото-медный тип, а на надрудном уровне – в развитии в серицит-микроклиновых метасоматитах непромышленной вкрапленной золоторудной минерализации.

4. ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ

При проведении поисковых работ на золотопорфировый геологопромышленный тип оруденения в массивах калиевых щелочных пород важное практическое значение для выделения перспективных участков имеет использование комплекса поисковых критериев и признаков, являющегося составной частью прогнозно-поискового комплекса [149, 194]. Такой комплекс поисковых предпосылок и признаков был разработан автором [46, 54, 81, 85] по результатам проведенных тематических и поисковых работ масштаба 1:10000 по изучению прожилково-вкрапленного золотого оруденения в мезозойских калиевых щелочных массивах (рябиновском, якокутском, ылыммахском, томмотском и мрачном комплексах) в Центрально-Алданском районе в Южной Якутии.

Поисковые критерии или предпосылки – это геологические условия (закономерности), контролирующие пространственное размещение месторождений полезных ископаемых, используемые для направления поисков [147]. Среди поисковых критериев ведущее значение в локализации золотопорфирового оруденения в калиевых щелочных массивах имеют магматические, литологические, структурные и геоморфологические предпосылки [54, 85]. Магматический критерий выражен в тесной пространственно-временной связи серицит-микроклиновых метасоматитов и сопряженного золотого оруденения со штоками щелочных сиенитов (пуласкитов, сиенит-порфиров, сиенит-пегматитов) – наиболее поздних дифференциатов щелочно-сиенитовой серии (Рисунок 4.1). Эти разновидности щелочных сиенитов характеризуются в сравнении с другими изверженными породами рябиновского комплекса наиболее высокими значениями эффективной пористости (Таблица 2.7), а следовательно, и высокой степенью проницаемости для гидротермальных растворов. Поэтому именно в них широко проявились процессы микроклинизации и серицитизации и связанное с ними золотопорфировое оруденение.

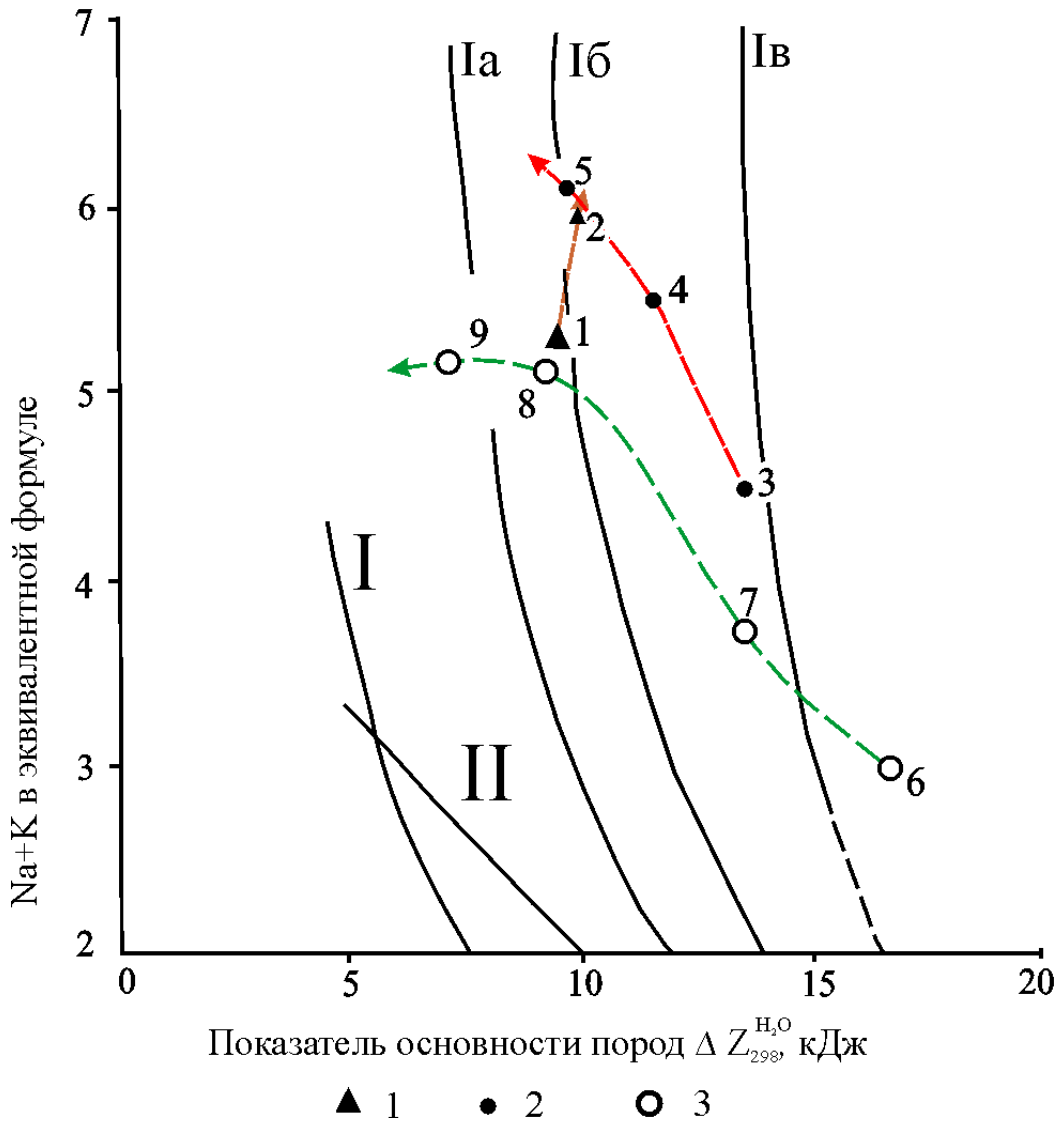


Рис. 4.1. Диаграмма основности главных серий магматических пород рябиновского щелочного комплекса [46, 244]:

I – псевдолейцит-трахитовая серия (*I* – псевдолейцитовый порфир, 2 – трахит); 2 – щелочно-сиенитовая серия (3 – малиньит, 4 – меланократовый сиенит, 5 – пуласкит); 3 – щелочно-пикрит-бостонитовая серия (6 – щелочной пикрит, 7 – щелочной базальтоид, 8 – минетта, 9 – бостонит). Стрелки на диаграмме – направление эволюции составов во времени: *I*, *II* – вариационные линии типовых серий, по А. А. Маракушеву [157]: *I* – толеит-базальтовая; *Ia* – щелочно-трахитовая; *Iб* – фонолитовая; *Iв* – нефелинитовая; *II* – риолит-андезитовая

На диаграмме основности магматических пород рябиновского комплекса (Рисунок 4.1) вариационная линия щелочно-сиенитовой серии имеет более пологий наклон в сравнении с линиями типовых щелочно-базальтоидных серий. Это свидетельствует о том, что в ходе дифференциации пород щелочно-сиенитовой серии с падением основности расплавов обогащение их щелочными металлами

шло замедленными темпами. В целом щелочно-сиенитовая серия комплекса по наклону вариационной линии обнаруживает сходство с риолит-андезитовой серией, но не с щелочно-базальтоидными, хотя по исходному содержанию щелочных металлов и величине общей основности эквивалентна последним. С риолит-андезитовой серией ассоциируют крупные меднопорфировые месторождения. В этой связи было сделано предположение [81, 244], что аномальная для щелочно-базальтовых магм эволюция расплавов рябиновского комплекса по риолит-андезитовому типу могла явиться одной из причин появления постмагматических флюидов, обогащенных серой, медью, молибденом, золотом и другими элементами «порфирового» геохимического профиля.

Литологические предпосылки состоят в избирательном метасоматическом замещении и отложении рудных минералов в определенных типах щелочных пород [81]. Среди них наиболее благоприятной средой для проявления метасоматических процессов и отложения золотопорфирового оруденения рябиновского типа явились лейкократовые разновидности щелочных сиенитов преимущественно крупнозернистой структуры. Такие породы в условиях проявления процессов серицитизации и поздней микроклинизации, идущих с рекристаллизацией - уменьшением среднего размера зерен в 2-10 раз (Рисунки 2.4, 2.12), оказываются в энергетическом отношении наименее устойчивыми и значительно легче замещаются мелкозернистыми метасоматитами. Так, в пределах Рябинового месторождения золота среди сильно серицитизированных микроклинитов, возникших по сиенит-пегматитам крупно- и гигантозернистой структуры, сформировались крупные тела серицитолитов мощностью до 30-40 м, а среди измененных средне-, крупнозернистых эгириновых сиенитов образовались небольшие линзы серицитолитов мощностью до нескольких метров (Рисунок 2.10).

Структурный критерий выражается в выделении в пределах калиевых щелочных массивов структурных элементов, контролирующих размещение серицит-микроклиновых метасоматитов и золотопорфирового оруденения [81]. Важной особенностью структурного контроля прожилково-вкрапленного оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах Рябинового месторождения является со-

пряженность его, с одной стороны, с крутопадающей рудоподводящей зоной региональной трещиноватости (СВ 10-20°), вмещающей пояс поздних даек щелочно-пикрит-бостонитовой серии, а с другой стороны – тесная пространственная связь его с наклонной (30-50°) рудолокализирующей зоной повышенной трещиноватости и дробления северо-западного (СЗ 290-310°) простирания (Рисунок 1.2). Золотое оруденение Рябинового месторождения размещается в субпараллельных зонах поздней микроклинизации (Рисунок 2.10). Отчетливая плитообразная форма минерализованных зон, относительная их выдержанность по простиранию и падению, признаки дробления пород, установленные в горных выработках (каналы 1, 5, 9), указывают на связь этих зон с наклонными тектоническими нарушениями. Эти нарушения, представляющие собой рудолокализирующие структуры, являются крупными трещинами (зонами) отрыва. Другим значимым структурным элементом, контролирующим размещение золотопорфирового оруденения «рябинового типа», являются контактные поверхности тел щелочных пород, различающихся по кислотнo-основным и физико-механическим свойствам [54, 85]. Так, на Рябиновом месторождении отработанное рудное тело 1 размещалось преимущественно в пределах линзовидного тела микроклинизированных и серицитизированных сиенит-пегматитов, контактировавших с измененными эгириновыми сиенитами (Рисунки 3.3, 3.4). В северной части месторождения в пределах рудонасыщенной зоны 7 обогащенные золотом участки обычно приурочены к контактам микроклинизированных и серицитизированных сиенитов с фенитами и дайкой щелочных пикритов.

Расположенные в северной части месторождения рудонасыщенные зоны 4, 5, 6 локализованы в серицит-микроклиновых метасоматитах по эгириновым сиенитам и сиенит-порфирам в приконтактовой зоне их со щелочными пикритами. На площади Нового месторождения зоны повышенной золотоносности в пределах рудного штокверка также преимущественно приурочены к приконтактовым участкам микроклинизированных и серицитизированных псевдолейцитовых сиенит-порфиров с эгириновыми сиенитами, шонкинитами (Рисунки 3.5, 3.6).

Геоморфологический критерий позволяет косвенно оценить уровень эрозионного среза рудных штокверков в щелочных массивах по соотношению площадей развития щелочных сиенитов и пород вулканогенной кровли (щелочных трахитов, псевдолейцитовых фонолитов) [54, 85]. По данным палеогеоморфологического картирования рассмотренных калиевых щелочных комплексов Центрально-Алданской провинции (рябиновского, якокутского, ыллымахского и др.) распространенность в них эффузивных пород весьма различна [33, 146]. Так, в пределах эталонного рябиновского комплекса на площади Рябинового и Нового месторождений, где золотопорфировое оруденение вскрыто эрозионными процессами на среднерудном и верхнерудном уровнях (соответственно 800-930 и 1000-1050 м), вулканогенных пород не установлено (Рисунок 1.2). Среди других комплексов по уровню эрозионного среза к эталонному объекту приближается Мрачный массив, в котором мощность пород эффузивной кровли, представленных щелочными трахитами, составляет первые метры [54]. На его площади развитие промышленного золотопорфирового оруденения рябиновского типа ожидается в микроклинизированных и серицитизированных сиенитах в его западной части на глубине 100-300 м (абсолютные отметки 900-700 м) по аналогии с Томмотским золотоджаспероидным месторождением самолазовского подтипа [89], размещающимся среди карбонатных и алюмосиликатных пород в западной экзо-эндоконтактной зоне Мрачного массива. Другие калиевые щелочные массивы провинции характеризуются меньшим уровнем эрозионного среза, что выражается в широком площадном развитии в них пород вулканогенной кровли- щелочных трахитов, псевдолейцитовых порфиров и базальтов (Рисунки 1.3-1.5, 1.7), суммарная мощность которых составляет от 420 м в томмотском комплексе до 650 м – в Джекондинском массиве [33].

К поисковым признакам относятся геологические и другие данные, прямо или косвенно указывающие на присутствие в конкретном месте проявления полезного ископаемого [147]. Прямые поисковые признаки на золотопорфировый тип оруденения в калиевых щелочных массивах включают: 1) коренные выходы и механические ореолы рассеяния рудного вещества, 2) шлиховые ореолы золота в

элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверками, 3) аллювиальные россыпи золота [46, 54, 58, 81, 85].

Коренные выходы микроклинизированных и серицитизированных пуласки-тов, сиенит-пегматитов, вмещающих золоторудные штокверковые зоны Рябинового месторождения, довольно редки, но иногда встречались в верховьях ручья Рябинового на его крутых бортах. Они выделялись в ландшафте резко угнетенной растительностью, представленной обычно редкими кустами кедрового стланика. Коренные обнажения микроклинизированных и серицитизированных сиенитов в поисковых маршрутах выделяются по характерному розовато-красному цвету слагающего их полевого шпата, обилию светлой слюды. Выходы гидротермально измененных сиенит-пегматитов обычно покрыты мелкой дресвой, представленной осколками кристаллов калиевого полевого шпата. Оруденелые разности серицит-микроклиновых метасоматитов на выходах всегда окислены, по трещинам и в кавернах содержат лимонитовые охры. В таких окисленных рудах часто наблюдается тонкая вкрапленность гематита, изредка пленки вторичных минералов меди (малахита, азурита) на плоскостях спайности полевых шпатов. Участки интенсивных гидротермальных изменений выявляются появлением среди микроклинизированных и серицитизированных сиенитов в элювиально-делювиальных отложениях обломков и глыб серицитолитов. Обломки рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов образуют механические потоки рассеяния по долинам ручьев и мелких рек, разносятся от мест их коренного залегания на сотни метров и могут быть использованы при поисках золотопорфирового оруденения в массивах калиевых щелочных пород.

Рудные штокверки в серицит-микроклиновых метасоматитах, сформировавшихся в щелочных комплексах Центрального Алдана, выделяются в элювиально-делювиальных отложениях шлиховыми ореолами золота [50, 64, 67, 68, 248], являющимися промежуточным звеном в системе: коренной источник – аллювиальная россыпь.

Конечная стадия существования коренных месторождений – их преобразование в элювий [263]. Для исследования характера связи между коренными ис-

точниками, представленными золоторудными штокверковыми зонами, развитыми на разных гипсометрических уровнях, и шлиховыми ореолами золота в рыхлых отложениях над ними, изучения особенностей их строения были отобраны шлиховые пробы из окисленных порфировых руд Рябинового и Нового месторождений и выполнено мелкообъемное (1-4 дм³) шлиховое опробование песчано-глинистого горизонта элювиально-делювиальных отложений в масштабах 1:10000, 1:5000, 1:2000 в контуре ореолов Рябинового, Якокутского, Ыллымахского, Томмотского и Мрачного щелочных массивов [111, 113, 114, 206].

Для количественной оценки шлиховых ореолов золота в калиевых щелочных массивах определялись минеральный состав тяжелой фракции шлихов (Таблица 4.1) и параметры распределения золота в элювиально-делювиальных отложениях: морфологические типы золотинок, их средние размеры и пробность, площадь шлиховых ореолов и содержания золота в шлиховых пробах, рассчитанные на основе данных о размерах и форме золотинок (Таблицы 4.1, 4.2). Определение пробности золота из шлиховых ореолов проведено атомно-абсорбционным методом в ЦХЛ ПГО Уралгеология (аналитик Чембарцева В. А.).

Следует отметить, что элювиальные и делювиальные отложения являются такими геологическими образованиями, которые наследуют от своих коренных источников весь комплекс гипергенно устойчивых минералов [263].

Так, для среднего минерального состава тяжелой фракции шлихов, отобранных в элювиально-делювиальных отложениях из ореола Рябинового месторождения (Рисунок 4.2), выделенного на среднерудном уровне над рудным телом 1 (750-800 м) и на верхнерудном уровне над рудной зоной 7 (850-930 м) характерны, как и для состава шлихов из окисленных руд, низкие содержания магнетита и ильменита, более высокие концентрации гематита, оксидов титана (рутила, анатаза), высокие отношения значений Fe_2O_3/Fe_3O_4 , $TiO_2/FeTiO_3$ (Таблицы 3.15, 4.1).

А для минерального состава шлихов, взятых в элювио-делювии из ореолов над рудопроявлениями Якокутского (участок Лагерный), Ыллымахского (участок Хрустальный), Томмотского (участок Безымянный) и Мрачного массивов,

Таблица 4.1

Средний минеральный состав тяжелой фракции шлихов (г/м³) из ореолов в элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверковыми зонами в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданского (1-6) и Полевского (7-9) районов [68]

Минералы	1 (20)	2 (25)	3 (20)	4 (19)	5 (11)	6 (7)	7 (8)	8 (11)	9 (7)
Золото	зн.	зн.	зн.	зн.	р. зн.	зн.	зн.	р. зн.	р. зн.
Циркон	72	31	1	17	6	12	р. зн.	0,01	зн.
Гематит	166	126	8	8	124	6	8	11	5
Магнетит	20	70	468	283	1483	52	72	40	16
Гранат	0,01	р. зн.	4	5	ед. зн.	3	0,5	20	0,5
Ильменит	2	4	2	17	15	5	20	1	0,8
Рутил	2	2	0,11	2	0,1	0,04	р.зн.	0,06	зн.
Пирит	р.зн.	0,05	10	6	ед. зн.	ед. зн.	р.зн.	р.зн.	ед. зн.
Церуссит	-	-	-	-	-	ед. зн.	зн.	-	-
Брукит	ед. зн.	ед. зн.	-	3	ед. зн.	ед. зн.	-	-	-
Анагаз	7	5	0,7	0,5	0,3	2	р. зн.	зн.	ед. зн.
Пироксен	7	21	24	14	59	189	0,1	0,8	0,8
Гидроксиды железа	118	45	22	10	0,8	51	9	6	0,6
Псевдоморфозы лимонита по пириту	11	4	-	-	р. зн.	29	42	14	3
Амфибол	ед. зн.	р. зн.	0,4	0,002	20	8	9	14	2
Сфен	0,4	0,3	0,07	2	20	0,04	р. зн.	0,08	р. зн.
Лейкоксен	2	0,05	0,4	1	0,07	0,02	зн.	0,2	р. зн.
Хромит	-	-	-	-	-	-	0,3	1	8
Халькопирит	ед. зн.	-	-	-	-	-	-	-	-
Платина	-	-	-	1 зн.	-	-	-	-	-
Галенит	-	-	-	-	-	-	зн.	-	зн.
Малахит	-	-	-	-	-	-	-	-	ед. зн.
Эпидот	-	-	-	-	-	-	60	78	41
Апатит	0,2	1	-	-	0,2	0,04	0,5	0,08	ед. зн.
Барит	0,8	0,1	0,003	0,001	-	-	-	-	-
Ярозит	0,01	ед. зн.	0,3	-	-	ед. зн.	-	-	-
Fe ₂ O ₃ / Fe ₃ O ₄	8,3	1,8	0,02	0,03	0,08	0,1	0,1	0,3	0,3
TiO ₂ /FeTiO ₃	4,5	1,8	0,4	0,3	0,03	0,4	-	0,06	-

Примечание. Здесь и в табл. 4.2: 1-2 – Рябиновое месторождение (1 - среднерудный уровень, 2 - верхнерудный уровень); 3-6 - рудопроявления Якокутского (3), Ыллымахского (4), Томмотского (5), Мрачного (6) массивов (надрудный уровень); 7-9 – рудопроявления Надежда (9), г. Липовой (10), г. Глинчевки (11) Полевского массива. В скобках приведено количество проб.

Таблица 4.2

Параметры распределения золота в шлиховых ореолах в элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверковыми зонами в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданского (1-6) и Полевского (7-9) районов [68]

Параметры		1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Морфологические типы золотин, %		комковидные	73	61	35	46	34	35	41	33	35
		игольчатые	10	17	37	32	37	27	23	33	20
		линзовидные	13	18	26	20	16	29	32	29	25
		пластинчатые	4	4	2	2	13	9	4	5	25
Средние размеры золотин, %	Классы, мм	0,01-0,05	8,3	7,2	20,0	40,0	26,5	26,5	12,2	19,0	10,0
		0,05-0,1	62,8	62,8	56,8	49,2	39,7	53,7	43,4	23,8	20,0
		0,1-0,25	27,2	28,3	21,1	9,7	29,4	16,5	40,0	52,4	65,0
		0,25-1,0	1,7	1,7	2,1	1,1	4,4	3,3	3,3	4,8	5,0
		1,0-2,0	-	-	-	-	-	-	1,1	-	-
Количество золотин		1311	361	190	610	68	272	90	21	20	
Пробность золота, ‰		609-917 (820) <i>n</i> =108	640-925 (814) <i>n</i> =31	706-935 (866) <i>n</i> =32	500-993 (814) <i>n</i> =151	780-893 (858) <i>n</i> =11	904-992 (973) <i>n</i> =24	862-962 (907) <i>n</i> =16	831-974 (921) <i>n</i> =5	836-965 (891) <i>n</i> =4	
Площадь шлихового ореола золота, м ²		190000	140000	210000	480000	40000	30000	30000	20000	10000	
Содержание золота в шлиховых пробах, мг/м ³		3-2010 (116) <i>n</i> =141	3-1245 (134) <i>n</i> =53	2-278 (56) <i>n</i> =34	1-1267 (25) <i>n</i> =162	3-295 (66) <i>n</i> =14	2-158 (62) <i>n</i> =7	0,3-207 (59) <i>n</i> =6	0,2-56 (11) <i>n</i> =8	1-21 (10) <i>n</i> =4	

Примечание. В скобках приведено среднее значение параметра; *n* – количество проб.

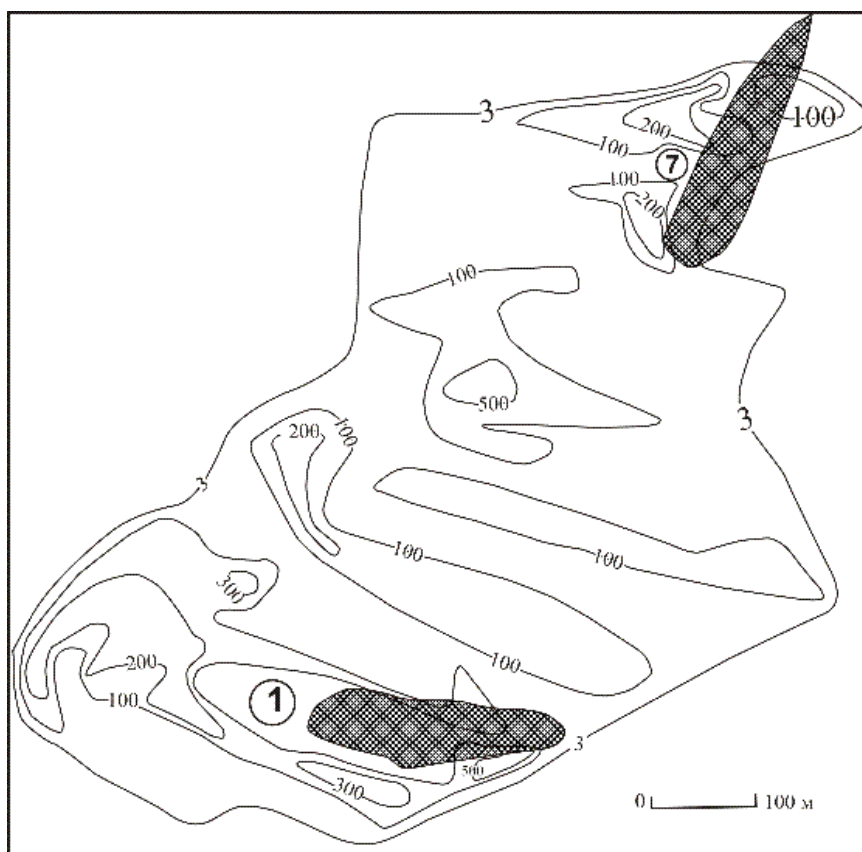


Рис. 4.2. План изолиний содержаний золота ($\text{мг}/\text{м}^3$) в шлиховом ореоле в элювиально-делювиальных отложениях над рудными телами Рябинового месторождения [81]. На плане показаны горизонтальные проекции золоторудных тел Рябинового месторождения

выделенных на надрудном уровне (900-1300 м) свойственны более низкие величины отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_3\text{O}_4$, $\text{TiO}_2/\text{FeTiO}_3$ [68]. В составе шлихов из ореола Рябинового месторождения также присутствуют в весовых и знаковых количествах рудные минералы (пирит, халькопирит) золотопродуктивной ассоциации, неустойчивые в гипергенных условиях.

Строение шлихового ореола Рябинового месторождения, установленного в элювиально-делювиальных отложениях на среднерудном и верхнерудном уровнях, идентично (Рисунок 4.2). Для него свойственно развитие на этих уровнях зон с высокой концентрацией золота ($> 100 \text{ мг}/\text{м}^3$) среди участков умеренной ($50-100 \text{ мг}/\text{м}^3$) и низкой ($< 50 \text{ мг}/\text{м}^3$) золотоносности, преобладание в его составе золотин изометричной комковидной формы над вытянутыми и сплюснутыми разновидностями (игольчатыми, линзовидными, пластинчатыми), превалирование по

гранулометрическому составу тонкого золота (Таблица 4.2), а по химическому составу – среднепробных золотин (Рисунок 4.3).

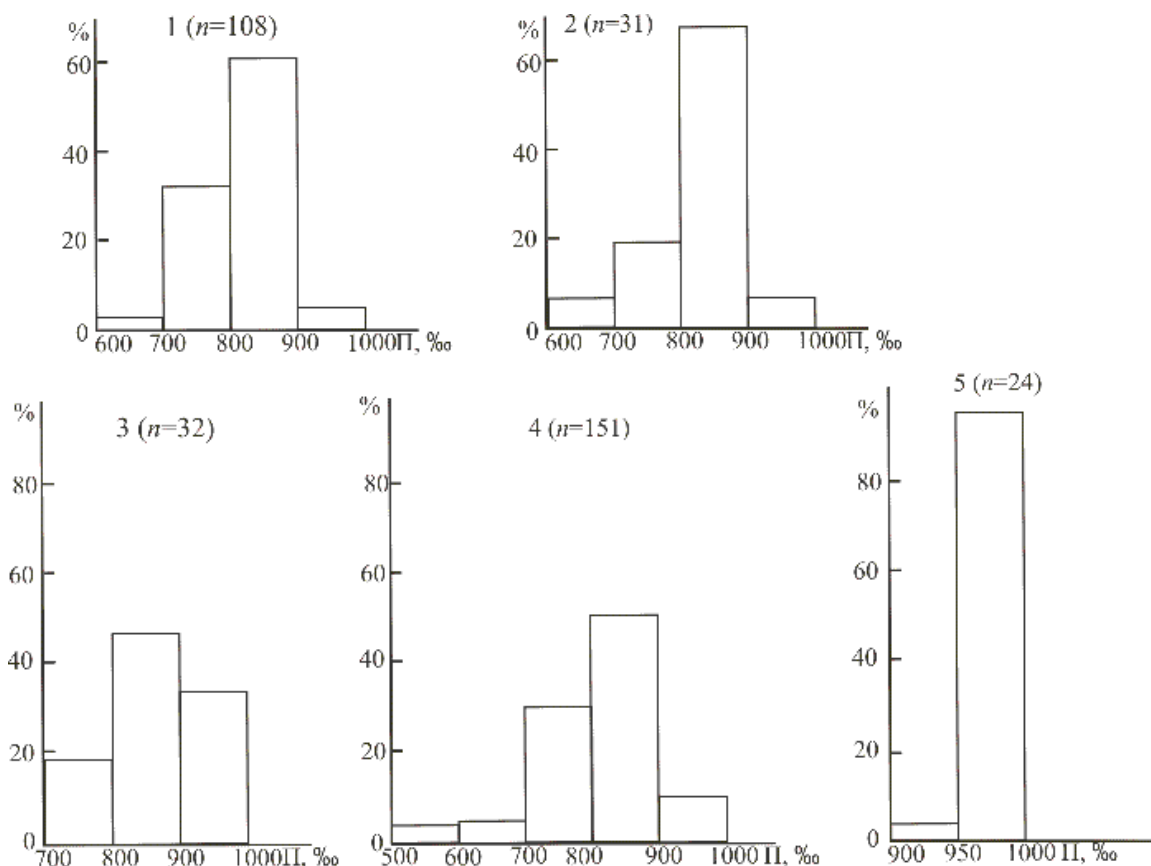


Рис. 4.3. Распределение пробности (П) самородного золота из шлиховых ореолов в элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверковыми зонами в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданского района:

1, 2 – Рябиновое месторождение (1 – среднерудный уровень, 2 – верхнерудный уровень); 3-5 – рудопроявления Якокутского (3), Ыллымахского (4), Мрачного (5) массивов (надрудный уровень). n – количество определений пробности золота

Шлиховые ореолы, выделенные в пределах рудопроявлений в щелочных комплексах Центрально-Алданского района (якокутском, ыллымахском, томмотском), на надрудном уровне сопоставимы с ореолом Рябинового месторождения по крупности выделений самородного золота и их пробности [68], но отличаются от последнего более низкими средними содержаниями золота в шлиховых ореолах и преобладанием в их составе золотин вытянутой и сплюснутой форм (Таблица 4.2, рисунок 4.3). Для состава самородного золота из шлиховых ореолов надрудного уровня характерно, по данным микронзондового анализа, повышенное содержание в нем меди (Таблица 4.3).

Таблица 4.3

Химический состав (масс. %) самородного золота из шлиховых ореолов в элювиально-делювиальных отложениях над рудопроявлениями в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданского (1-29) и Полевского (30-54) районов

№ п.п.	Номер образца	Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd
1	83	97,40	2,32	0,28			
2	83/1	97,59	2,13	0,28			
3	83/2	97,38	2,37	0,25			
4	83/3	97,34	2,40	0,26			
5	83/4	97,62	2,13	0,17			0,08
6	83/5	97,32	2,46	0,22			
7	83/6	97,28	2,52	0,20			
8	83/7	97,86	1,92	0,15			
9	87	97,51	2,28	0,21			
10	87/1	98,37	1,41	0,22			
11	87/2	96,60	3,00	0,36			0,04
12	87/3	98,35	1,36	0,29			
13	100	98,16	1,40	0,44			
14	103	97,92	1,87	0,21			
15	103/1	97,70	2,16	0,14			
16	103/2	96,27	3,36	0,37			
17	105	95,97	3,69	0,34			
18	105/1	96,39	3,32	0,29			
19	105/2	97,02	2,60	0,38			
20	105/3	98,33	1,41	0,25			
21	105/4	97,50	0,22	0,19			0,09
22	105/5	98,52	1,04	0,31	0,03	0,03	0,07
23	3932	99,17	0,76	0,07			
24	3935	90,41	9,47	0,03	0,09		
25	117	86,36	12,00	0,11		2,44	0,03
26	1035	82,47	16,96	0,08			
27	1052	84,05	15,15	0,07			
28	7410	90,14	6,85	0,19	0,03		0,04
29	18156	89,81	8,47	0,24	0,05		
30	8878/1А	87,84	11,21	0,08			
31	8878/1Б	90,10	8,99	0,10			
32	8878/1В	86,56	11,70	0,09		0,24	
33	8878/1Г	86,79	13,75	0,10			
34	8878/1Д	92,06	8,85	0,14		0,47	
35	8878/1Е	85,86	12,57	0,02		0,92	
36	8878/2	93,47	1,30	4,53			
37	8878/3	91,24	8,61	0,68	0,07		
38	8878/4	91,70	8,09	0,21			
39	8878/5	91,62	8,11	0,05	0,22		
40	8878/6	96,21	3,36	0,43			
41	9028	91,89	8,09	0,02			
42	9028/1	94,20	5,70	0,10			
43	9030	91,56	8,34	0,10			
44	9031	89,21	10,70	0,05	0,04		
45	9031/1	88,76	11,21	0,03			

№ п.п.	Номер образца	Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd
46	9026/1	97,40	2,48	0,12			
47	9026/1А	96,58	3,33	0,03	0,06		
48	9026/2	83,11	16,82	0,07			
49	9026/2А	86,18	13,77	0,01	0,04		
50	58	95,97	1,80	1,26	0,09	0,04	-
51	17	85,17	13,99	0,15	0,35	0,34	
52	17/1	83,57	16,11	0,16	0,12		0,04
53	17/2	90,86	7,88	0,04	1,22		
54	17/3	96,50	0,42	2,99	0,09		

Примечание. 1-29 – рудопроявления Мрачного (1-24), Томмотского (25-27), Якоутского (28), Ыллымахского (29) массивов; 30-54 – рудопроявления: “Надежда” (35-45), г. Липовой (46-50), г. Глинчевка (51-54) Полевского массива. Пробы 25-27, 30-36 – оператор В. Г. Гмыра (ИГГ УрО РАН), проба 50 – оператор Кононкова Н. Н. (ГЕОХИ РАН, г. Москва), остальные пробы – оператор Ослоповских В. Н. (УГГУ, г. Екатеринбург).

В пределах Якоутского щелочного массива шлиховой ореол золота установлен в элювиально-делювиальных отложениях в интервале абсолютных отметок 900-1050 м над эпиплейцитовыми порфирами рудопроявления Лагерного (Рисунки 1.3, 4.4), содержащими рассеянную вкрапленность сульфидов. Для строения ореола характерно развитие в его центральной части на фоне низких концентраций золота небольших по площади участков умеренной и высокой (>100 мг/м³) золотоносности.

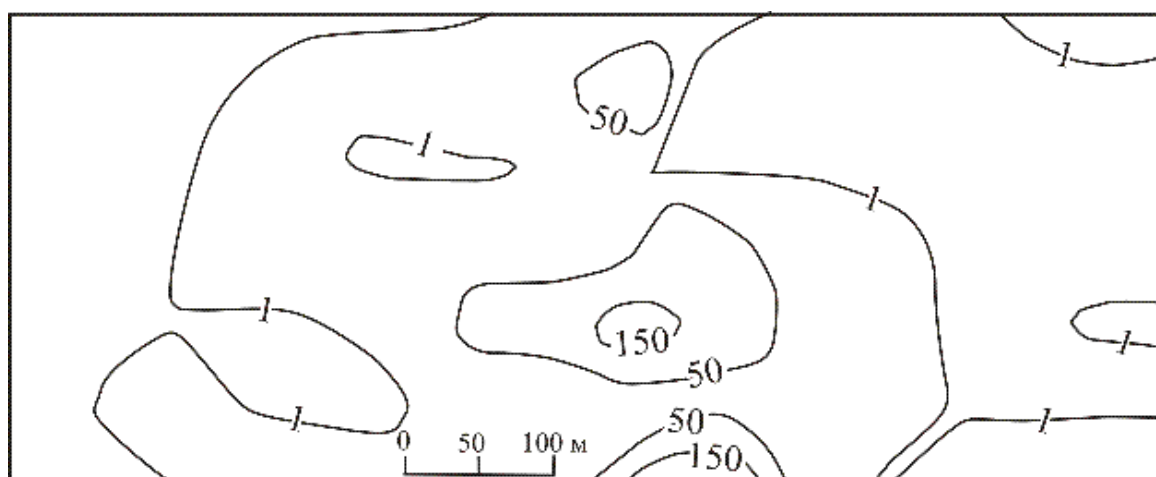


Рис. 4.4. План изолиний содержаний золота (мг/м³) в шлиховом ореоле в элювиально-делювиальных отложениях над рудоносными эпиплейцитовыми порфирами участка “Лагерный” Якоутского массива [113]

В рыхлых отложениях Ыллымахского комплекса обширный ореол золота был закартирован нами в масштабе 1:10000 [113] над микроклинизованными и серицитизированными сиенитами Северного рудопроявления (инт. 1000-1200 м). Более детально строение этого шлихового ореола было изучено в масштабе 1:2000 на участке “Хрустальном” на площади 200x200 м, расположенном в южной части рудопроявления (Рисунки 1.4, 4.5). Ореол на этом участке выделяется еще более низкими концентрациями золота в сравнении с шлиховым ореолом, оконтуренным в элювиально-делювиальных отложениях над эпилейцитовыми порфирами Якокутского массива (Рисунки 4.4, 4.5).

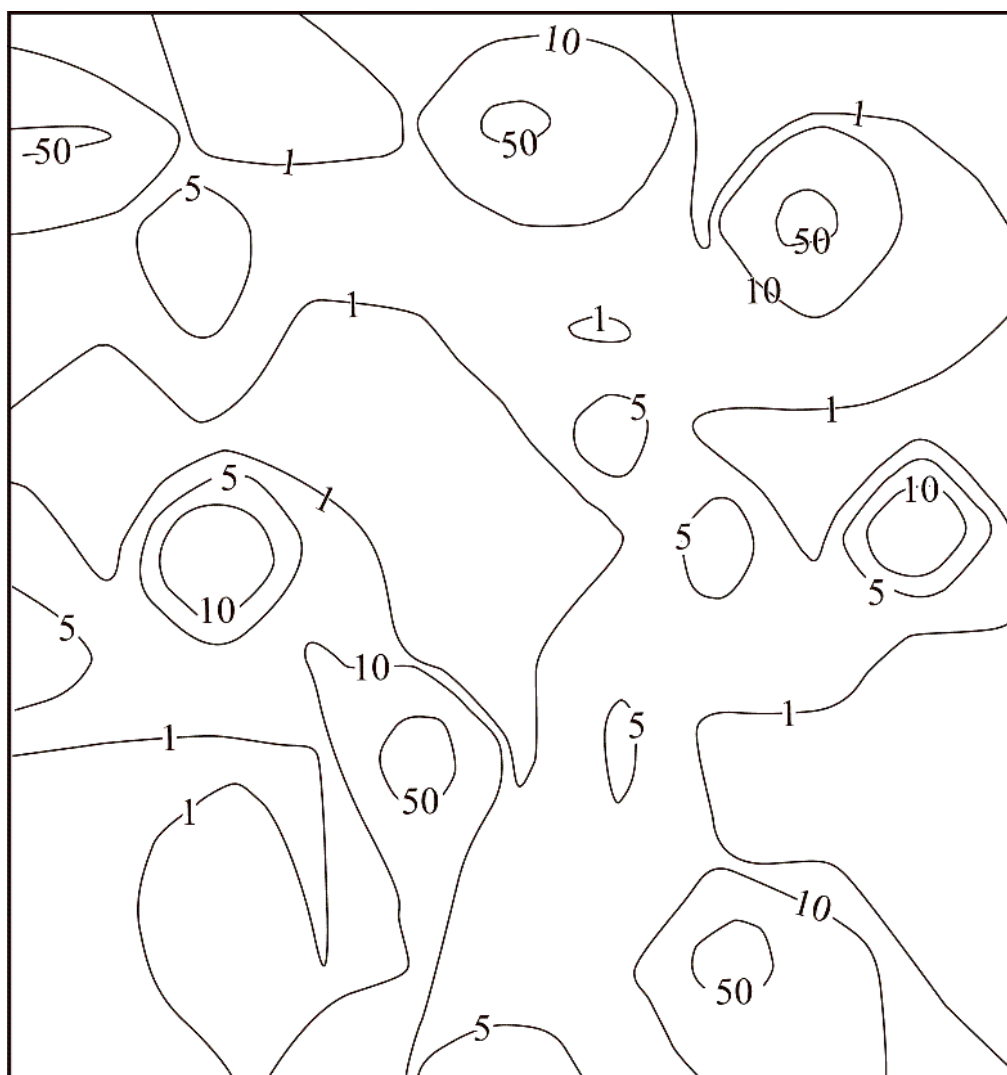


Рис. 4.5. План изолиний содержаний золота ($\text{мг}/\text{м}^3$) в шлиховом ореоле в элювиально-делювиальных отложениях над рудоносными серицит-микроклиновыми метасоматитами на площади детальных работ (200x200 м) на участке “Хрустальный” Ыллымахского массива [113]

Шлиховой ореол Томмотского массива отличается большим разнообразием форм выделений золота (Рисунок 4.6), среди которых преобладают пластинчатые, таблитчатые, брусковидные и игольчатые индивиды, и неоднородным внутренним строением изученных золотинок (Таблица 4.4), выраженным в некотором обогащении серебром их краевых частей в сравнении с центральной частью (Пр. 1035, 1032), а также образовании высокопробной гипергенной каймы (Пр. 117).

Самородное золото из шлихового ореола Мрачного массива, оконтуренного в его юго-восточной части (Рисунок 1.6) в интервале абсолютных отметок 1200-1300 м в элювиально-делювиальных отложениях над средне микроклинизированными и серицитизированными сиенитами и граносиенитами, по химическому составу высокопробное, чем отличается от золота из других ореолов надрудного уровня в якутском, Ыллымахском и томмотском комплексах, в составе которых преобладают золотины средней пробы (Рисунок 4.3, таблица 4.2).

Для изучения характера распределения самородного золота в разрезах рыхлых отложений в пределах шлиховых ореолов Рябинового и Ыллымахского щелочных массивов было проведено мелкообъемное (1-4 дм³) шлиховое опробование [113, 206] в 62 точках стенок поисковых канав по всем горизонтам разреза (сверху вниз): 1 - почвенно-растительный слой (0-0,3 м); 2 - песчано-глинистый слой (0,3-0,5 м); 3 - средне-, крупнообломочный элювио-делювий (0,5-2,0 м); 4 - элювиально-делювиальная дресва рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитов (2,0-2,5 м).

Выполненные исследования подтвердили закономерности, установленные в распределении золота в песчано-глинистом слое в пределах шлиховых ореолов, выделенных над рудоносными штокверковыми зонами в серицит-микроклиновых метасоматитах в калиевых щелочных комплексах Центрального Алдана. Шлиховой ореол Рябинового месторождения, выявленный на среднерудном и верхнерудном уровнях, характеризуется преимущественным распространением во всех горизонтах элювио-делювия выделений золота изометричной комковидной формы (57-70 %) и более высокими средними концентрациями в них золота (58-111 мг/м³).

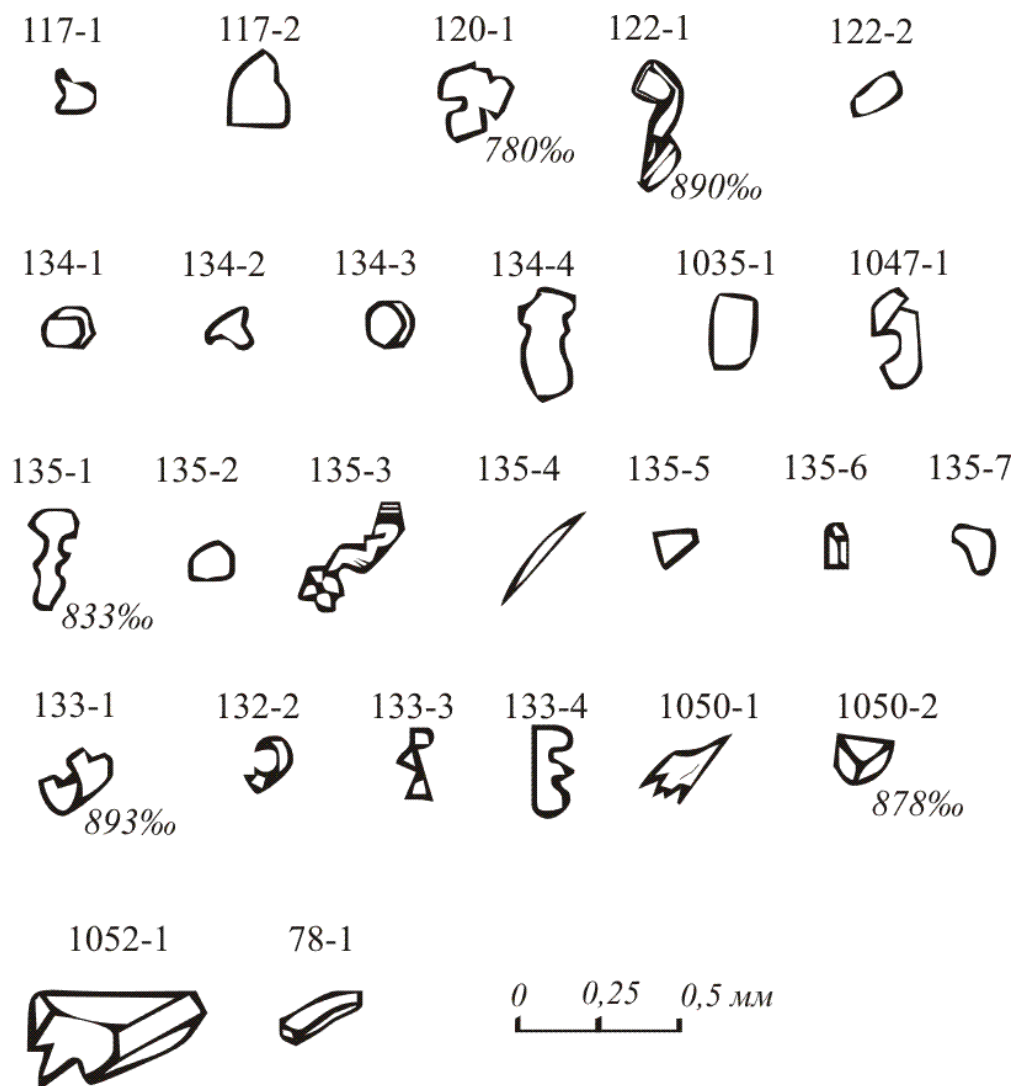


Рис. 4.6. Морфологический спектр и пробность (%) золотин из шлихового ореола в элювиально-делювиальных отложениях над рудоносными серицит-микроклиновыми метасоматитами участка Безымянного в западной части Томмотского щелочного массива [114]:

117-1 – комковато-угловатая золотина желтого цвета; *117-2* – комковато-гнездовая золотина желтого цвета; *120-1* – друзовидно-каркасная золотина желтого цвета; *122-1* – лентовидная изогнутая золотина желтого цвета; *134-1* – уплощенно-комковидная золотина красновато-желтого цвета; *134-2* – комковидно-угловатая золотина красновато-желтого цвета; *134-3* – уплощенно-комковидная золотина темно-желтого цвета; *134-4* – прожилково-пластинчатая золотина желтого цвета; *1035-1* – комковидно-гнездовая золотина желтого цвета; *1047-1* – прожилково-пластинчатая золотина красновато-желтого цвета в бурожелезняковом агрегате; *135-1* – друзовидно-каркасная золотина светло-желтого цвета; *135-2* – комковато-гнездовая золотина буровато-желтого цвета; *135-3* – друзовидно-каркасная золотина темно-желтого цвета; *135-4* – игольчатая золотина желтого цвета; *135-5* – прожилково-пластинчатая золотина желтого цвета; *135-6* – золотина кристаллической формы желтого цвета; *135-7* – комковато-гнездовая золотина желтого цвета; *133-1* – прожилково-пластинчатая золотина светло-желтого цвета; *133-2* – проволоковидная золотина светло-желтого цвета; *133-3* – друзовидно-каркасная золотина светло-желтого цвета; *133-4* – прожилково-пластинчатая золотина желтого цвета; *1050-1* – перистая золотина светло-желтого цвета; *1050-2*, *1050-1* – золотины кристаллической формы желтого цвета; *78-1* – брусковидная золотина желтого цвета

Химический состав (масс.%) центральных и краевых частей золотин из шлиховых ореолов в элювиально-делювиальных отложениях над рудопроявлениями в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданского (1-7) и Полевского (8-22) районов

Пробы		Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd	Сумма
1035	центр	1	82,47	16,96	0,08	-	-	99,51
	край	2	81,73	18,97	0,08	0,08	-	100,97
1052	центр	3	84,05	15,15	0,07	-	-	99,27
	край	4	80,44	19,50	0,06	-	-	100,00
117	край	5	95,98	2,64	0,15	-	-	98,89
	центр	6	86,36	12,00	0,11	-	2,44	100,94
	край	7	92,21	7,92	0,16	-	-	100,29
8878/1А	край	8	87,84	11,21	0,08	-	-	99,13
	центр	9	88,74	10,77	0,07	-	0,14	99,75
	край	10	90,25	10,94	0,07	-	-	101,26
8878/1Б	центр	11	90,10	8,99	0,10	-	-	99,19
	край	12	88,19	9,00	0,07	-	-	97,26
8878/1В	центр	13	86,56	11,70	0,09	-	0,24	98,59
	край	14	83,04	14,91	0,02	0,09	0,52	98,58
8878/1Г	центр	15	86,79	13,75	0,10	-	-	100,64
	край	16	84,38	16,25	0,02	-	-	100,65
8878/1Д	центр	17	92,06	8,85	0,14	-	0,47	101,52
	край	18	90,04	9,10	0,13	-	-	99,27
8878/1Е	центр	19	85,56	12,57	0,02	-	0,92	99,07
	край	20	83,26	13,94	0,02	0,04	0,77	98,03
8878/2	центр	21	95,08	1,21	4,61	-	-	100,90
	край	22	93,47	1,30	4,53	-	-	99,30

Примечание. 1-7 – рудопоявление “Безымянное” Томмотского массива, 8-22 – рудопоявление “Надежда” Полевского массива. Микронзондовые анализы выполнены В. Г. Гмырой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

А в шлиховом ореоле Северного рудопоявления в Ыллымахском комплексе, установленном на надрудном уровне, во всех слоях рыхлых отложений преобладают золотины вытянутой и сплюснутой форм (55-69 %) при более низких средних содержаниях в них золота (9-24 мг/м³) и сходстве его по средним размерам и вариациям пробности с самородным золотом из шлихового ореола Рябинового месторождения (Таблица 4.5).

Признаки проявления золоторудной минерализации рябиновского типа установлены нами в пределах Полевского щелочного массива на Среднем Урале

Таблица 4.5

Параметры распределения золота в разрезах элювиально-делювиальных отложений над рудными штокверковыми зонами Рябинового и Ыллымахского щелочных массивов [64, 68]

Параметры		Рябиновое месторождение				Северное рудопроявление (Ыллымахский массив)			
		Горизонты разреза рыхлых отложений							
		1	2	3	4	1	2	3	4
Морфологические типы золотин, %	комковидные	64	70	57	60	42	45	31	41
	игольчатые	19	12	23	23	29	33	32	34
	линзовидные	17	14	16	15	19	20	34	21
	пластинчатые	-	4	4	2	10	2	3	4
Средние размеры золотин, мм		0,05-0,5 (0,10) <i>n</i> =88	0,05-0,8 (0,11) <i>n</i> =1760	0,05-0,37 (0,09) <i>n</i> =147	0,05-0,40 (0,09) <i>n</i> =236	0,05-0,22 (0,07) <i>n</i> =21	0,04-0,9 (0,07) <i>n</i> =652	0,05-0,37 (0,07) <i>n</i> =35	0,05-0,17 (0,08) <i>n</i> =48
Пробность золота, ‰		690-871 (797) <i>n</i> =7	609-925 (818) <i>n</i> =145	669-923 (838) <i>n</i> =9	577-913 (813) <i>n</i> =9	607-858 (741) <i>n</i> =5	500-993 (811) <i>n</i> =146	769-956 (838) <i>n</i> =5	659-946 (798) <i>n</i> =6
Содержание золота в пробах, мг/м ³		3-1514 (110) <i>n</i> =25	3-2010 (111) <i>n</i> =218	3-367 (58) <i>n</i> =32	5-430 (84) <i>n</i> =32	1-63 (14) <i>n</i> =13	1-1267 (24) <i>n</i> =166	1-29 (9) <i>n</i> =18	1-29 (9) <i>n</i> =19

Примечание. 1- почвенно-растительный слой; 2- песчано-глинистый слой; 3- обломочный элювио-делювий; 4- элювиально-делювиальная дресва рудоносных серицит-микрклиновых метасоматитов; *n* - количество проб.

[54, 62, 81, 85, 246]. При проведении поисковых маршрутов на рассматриваемой площади в элювиально-делювиальных отложениях над измененными эпидейцитовыми фанолитами г. Глинчевки, г. Липовой, рудопроявления «Надежда», расположенного в 1 км к востоку от г. Липовой были выявлены локальные шлиховые ореолы золота (Рисунки 1.10, 2.23). В бассейне р. Западной Чусовой и ее притоков (р. Бобровка, р. Глинчевка) сформировались аллювиальные россыпи золота. Кроме того, южнее г. Липовой известна элювиальная россыпь золота (Бобровские поддеpники). В среднем минеральном составе тяжелой фракции шлихов из элювио-делювия над эпидейцитовыми фанолитами Полевского щелочного массива (Таблица 4.1) из рудных минералов присутствуют пирит, галенит, церуссит, самородное золото, по содержанию в пробах преобладают магнетит, ильменит, эпидот, амфибол, гидроксиды железа, псевдоморфный лимонит при меньших концентрациях гематита и оксидов титана (рутила, брукита) и низких отношениях Fe_2O_3/Fe_3O_4 , $TiO_2/FeTiO_3$. Это обусловлено преимущественно средней степенью гидротермальных изменений (микроклинизации, серицитизации) псевдолейцитовых фанолитов полевого комплекса в сравнении с метасоматическими преобразованиями щелочных сиенитов эталонного объекта – Рябинового месторождения золота на Алданском щите. Минералогический анализ двух протолочек эпидейцитовых фанолитов с вкрапленностью пирита (пробы 9045, 9050), отобранных на рудопроявлении г. Глинчевки, установил в их составе единичные золотины (3 знака) средним размером около 0,05 мм [68].

Шлиховые ореолы золота в элювиально-делювиальных отложениях над пиритизированными эпидейцитовыми фанолитами полевого комплекса сходны по морфологическим особенностям самородного золота (преобладанию в выборках вытянутых и сплюснутых золотинок игольчатой, линзовидной и пластинчатой форм), повышенной концентрацией в составе золота меди (Таблица 4.3) и низким средним содержанием золота в ореолах ($10-59 \text{ мг/м}^3$) с шлиховыми ореолами надрудного уровня, выделенным в рыхлых отложениях над золотоносными минерализованными зонами в калиевых щелочных массивах Центрально-Алданского района (Якутском, Томмотском, Ыллымахском, Мрачном) (Таблица 4.2).

Для состава золотин из шлихового ореола рудопроявления «Надежда» в элювио-делювии над эпилейцитовыми фанолитами с рассеянной вкрапленностью сульфидов свойственно некоторое обогащение их краевых частей серебром в сравнении с их центральной частью, что характерно и для состава самородного золота из окисленных руд эталонного Рябинового месторождения и шлихового ореола рудопроявления «Безымянное» в Томмотском массиве (Таблицы 3.18, 4.4).

Таким образом, в строении шлиховых ореолов золота в элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверковыми зонами в калиевых щелочных вулканоплутонах Центрально-Алданского и Полевского рудных районов, выделенных на рудном и надрудном уровнях, установлены различия их по некоторым характерным признакам (концентрации в ореолах рудных минералов железа и титана, морфологическим особенностям самородного золота и средним содержаниям его в шлиховых ореолах), которые могут быть использованы для поисков золотопорфирового оруденения в других комплексах калиевых щелочных пород, в пределах которых развиты серицит-микроклиновые метасоматиты (Таблица 1.1).

Рудные штокверковые зоны в серицит-микроклиновых метасоматитах калиевых щелочных массивов Центрально-Алданского района в Якутии сопровождаются аллювиальными россыпями золота: р. Рябинового в рябиновском комплексе, р. Амбурдак в Ыллымахском комплексе, р. Турук в томмотском комплексе (Рисунки 1.2, 1.4, 1.5). В минеральном составе тяжелой фракции шлихов, взятых из отложений россыпи р. Рябинового, берущего свое начало с золоторудных зон Рябинового месторождения (Рисунок 1.2), установлены в весовых и знаковых количествах пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, халькозин, куприт, самородное золото (Таблица 4.6). В отобранных из россыпи шлихах золотины рудного облика слабой и средней степени окатанности, в них преобладает, как и в шлиховом ореоле в элювиально-делювиальных отложениях Рябинового месторождения, золото изометричной комковидной формы (Таблицы 4.2, 4.7), часто отмечаются зерна в виде кристаллов и их сростков. По гранулометрическому составу в изученной выборке превалирует тонкое золото,

борке превалирует тонкое золото, пробыность золотин варьирует в широких пределах – от электрума до высокопробного золота (Таблица 4.7).

Таблица 4.6

Средний минеральный состав тяжелой фракции шлихов (г/м³) из россыпей в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданского (1-3) и Полевского (4-7) районов [81]

Минералы	1 (9)	2 (15)	3 (3)	4 (1)	5 (3)	6 (2)	7 (1)
Золото	зн.	зн.	зн.	зн.	зн.	зн.	р. зн.
Циркон	21	3	7	р. зн.	0,9	зн.	0,7
Монацит	0,005	0,09	47		1	0,1	ед. зн.
Гематит	61	23	4	141	43	79	43
Магнетит	1004	585	174	1292	65	367	49
Гранат	2	4	1	р. зн.	1	20	р. зн.
Хромит	ед. зн.	0,2	р. зн.	5	153	85	59
Шпинель	ед. зн.	0,7	ед. зн.				
Ильменит	2	6	270	14	94	18	р. зн.
Рутил	0,3	0,8	0,1	0,2	1	0,2	0,2
Анатаз	2	0,2	р. зн.	ед. зн.	0,1		
Брукит	0,002	ед. зн.	-				
Лейкоксен	0,4	р. зн.	р. зн.	0,1	р. зн.	0,1	1
Пирит	15	р. зн.	ед. зн.	ед. зн.	р. зн.	зн.	
Пироморфит	-	-	-	-	-	ед. зн.	
Турмалин	ед. зн.	-	-	зн.	-	р. зн.	
Пироксен	111	18	1		0,2	-	р. зн.
Амфибол	0,004	0,2	7	р. зн.	1	2	2
Гидроксиды Fe	36	2	р. зн.	14	р. зн.	р. зн.	р. зн.
Псевдоморфозы лимонита по пириту	14	2	0,07	0,7	р. зн.	4	р. зн.
Халькопирит	0,002	ед. зн.	-				
Сфалерит	ед. зн.	ед. зн.	-				
Галенит	ед. зн.	зн.	-				
Касситерит	ед. зн.	ед. зн.	-				
Халькозин	ед. зн.	-	-				
Куприт	ед. зн.	-	-				
Сфен	0,005	1	-	р. зн.	0,2	0,1	р. зн.
Апатит	11	1	0,01		р. зн.	0,1	р. зн.
Барит	0,4	-	-				
Эпидот	0,05	р. зн.	5	96	40	18	79
Fe ₂ O ₃ /Fe ₃ O ₄	0,06	0,04	0,02	0,11	0,66	0,22	0,88
TiO ₂ /FeTiO ₃	1,4	0,2	0,0004	0,02	0,01	0,02	-

Примечание. Здесь и в табл. 4.7 1-3 – аллювиальные россыпи р. Рябинового (1) в рябиновском комплексе (1), р. Амбурдак (2) в ыльмахском комплексе, р. Турук (3) в томмотском комплексе (3); 4 – элювиальная россыпь “Бобровские подерники” в полевском комплексе; 5-7 – аллювиальные россыпи р. Западной Чусовой (5), р. Бобровки (6), р. Глинчевки (7) в полевском комплексе. В скобках приведено количество проб.

Таблица 4.7

Параметры распределения самородного золота из россыпей в калиевых щелочных комплексах
Центрально-Алданского (1-3) и Полевского (4-7) районов [81]

Параметры		1	2	3	4	5	6	7	
Морфологические типы золотин, %	комковидные	55	21	38	49	29	37	30	
	игольчатые	19	22	26	12	10	14	15	
	линзовидные	20	46	29	20	42	42	25	
	пластинчатые	6	11	7	19	19	7	30	
Окатанность золотин, %	слабая	48	29	40	59	33	42	55	
	средняя	52	67	60	38	67	58	45	
	сильная	-	4	-	3	-	-	-	
Средние размеры золотин, %	Классы, мм	0,01-0,05	25,8	9,0	4,8	5,6	-	7,0	5,0
		0,05-0,1	55,0	36,2	31,0	21,1	52,0	57,9	25,0
		0,1-0,25	16,8	29,2	52,3	45,5	43,0	33,3	25,0
		0,25-1,0	2,4	25,3	9,5	27,8	5,0	1,8	45,0
		1,0-2,0	-	0,3	2,4	-	-	-	-
Количество золотин		209	376	42	90	21	57	20	
Пробность золота, ‰		590-903 (745) n=8	700-940 (886) n=16	902 n=1	919-995 (964) n=8	642-978 (902) n=7	881-952 (929) n=6	953 n=1	

Аллювиальные россыпи р. Амбурдак и р. Турук сформировались за счет денудации на надрудном уровне зон с непромышленной вкрапленной золоторудной минерализацией в серицит-микроклиновых метасоматитах Ыллымахского (рудопоявление Северное) и томмотского (рудопоявление Безымянное) комплексов (Рисунки 1.4, 2.23). Для минерального состава тяжелой фракции шлихов, отобранных из этих россыпей, свойственны более низкие концентрации оксидов титана (рутила, брукита, анатаза), меньшие величины отношений $TiO_2/FeTiO_3$, присутствие в знаковых количествах пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и самородного золота преимущественно слабой и средней степени окатанности и преобладание по форме вытянутых и сплюснутых индивидов (игольчатых, линзовидных, пластинчатых), а по химическому составу – среднепробных золотин (Таблицы 4.6, 4.7).

Золоторудные проявления в эпилейцитовых фонолитах Полевского щелочного массива на Среднем Урале также сопровождаются аллювиальными россыпями золота по р. Западной Чусовой и ее притокам – р. Глинчевке и р. Бобровке (Рисунок 1.10). Кроме того, с ними связано образование к югу от г. Липовой элювиальной россыпи “Бобровские поддепки”. В среднем минеральном составе тяжелой фракции шлихов, взятых из этих россыпей, по содержанию преобладают магнетит, гематит, хромит, ильменит, эпидот, из рудных минералов в них установлены пирит, пироморфит и самородное золото (Таблица 4.6). Последнее по своим морфологическим особенностям, средним размерам и вариациям пробности сходно с золотом из шлиховых ореолов в элювиально-делювиальных отложениях над пиритизированными эпилейцитовыми фонолитами г. Глинчевки, г. Липовой, рудопоявления Надежда полевского комплекса (Таблицы 4.2, 4.7). Химический состав самородного золота из элювиальной и аллювиальных россыпей Полевского щелочного массива характеризуется устойчивой повышенной концентрацией в нем меди, а в отдельных пробах – ртути и платины (Таблица 4.8). Для золотин, выделенных из россыпных отложений комплекса, свойственно также зональное внутреннее строение. Так, в нескольких золотилах (Пр. 8876, 8872, 9044) в их краевых частях установлены более высокие концентрации серебра в сравне-

нии с центральной частью. В других золотилах (Пр. 9064, 9047, 8872) развита высокопробная гипергенная кайма (Таблица 4.9).

Таблица 4.8

Химический состав (мас. %) самородного золота из россыпей
Полевского щелочного массива [81]

№ п.п.	Номер образца	Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd	Сумма
1	9064	94,29	3,61	1,87	0,07	2,72	-	102,56
2	9064/1	95,96	3,35	0,36	0,07	0,09	-	99,83
3	9064/2	97,67	1,96	2,90	-	-	-	102,53
4	9064/3	99,47	0,16	0,37	-	-	-	100,00
5	9064/4	98,78	0,32	0,86	0,04	-	-	100,00
6	9064/5	93,73	2,15	4,00	0,12	-	-	100,00
7	9064/6	96,97	0,68	2,35	-	-	-	100,00
8	9064/7	98,92	0,78	0,27	0,03	-	-	100,00
9	9049	95,11	4,56	0,19	0,14	-	-	100,00
10	9049/1	92,45	7,35	0,10	0,10	-	-	100,00
11	9049/2	94,04	5,47	0,45	-	-	-	100,00
12	8876	89,83	9,15	0,13	-	2,84	-	101,95
13	9047	97,08	2,07	2,30	0,05	0,49	-	101,99
14	9047/1	89,91	7,13	0,17	0,21	-	-	97,42
15	8871	81,70	16,13	-	-	-	-	97,83
16	8871/1	98,81	1,09	0,47	-	0,71	-	101,08
17	8872	97,01	4,35	0,37	-	-	-	101,73
18	8678	96,02	2,16	2,44	-	-	-	100,62
19	8678/1	97,28	2,17	0,39	-	-	-	99,84
20	8678/2	97,90	1,71	0,56	-	-	-	100,17
21	8678/3	64,11	34,20	1,48	-	-	-	99,79
22	9044	94,92	3,88	0,40	0,05	0,37	-	99,62

Примечание. 1-8 – элювиальная россыпь “Бобровские поддерики”; 9-22 – аллювиальные россыпи р. Западной Чусовой (9-14), р. Бобровки (15-21), р. Глинчевки (22). Пробы 4-11 – оператор В. Н. Ослоповских (УГГУ, г. Екатеринбург), остальные пробы – оператор В. Г. Гмыра (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Химический состав (масс. %) центральных и краевых частей золотин из россыпей Полевского щелочного массива [81]

Пробы		Au	Ag	Cu	Hg	Pt	Pd	Сумма	
9064	край	1	94,29	3,61	1,87	0,07	2,72	-	102,56
	центр	2	96,12	2,44	1,08	-	-	-	99,64
9064/1	центр	3	95,96	3,35	0,36	0,07	0,09	-	99,83
	край	4	95,27	3,40	0,26	0,05	-	-	98,98
9064/2	центр	5	97,67	1,96	2,90	-	-	-	102,53
	край	6	98,41	1,61	1,63	0,06	-	-	101,71
8876	центр	7	89,83	9,15	0,13	-	2,84	-	101,95
	край	8	87,26	11,22	0,03	-	-	-	98,51
9047	центр	9	97,08	2,07	2,30	0,05	0,49	-	101,99
	край	10	98,00	1,66	0,81	-	0,37	-	100,84
9047/1	центр	11	89,91	7,13	0,17	0,21	-	-	97,42
	край	12	91,08	8,16	0,19	0,21	0,89	-	100,53
8871	центр	13	81,70	16,13	-	-	-	-	97,83
	край	14	78,84	18,45	-	-	-	0,03	97,32
8871/1	центр	15	98,81	1,09	0,47	-	0,71	-	101,08
	край	16	97,36	1,77	0,72	0,08	-	0,03	99,96
8872	край	17	94,56	1,23	0,41	-	1,28	-	97,48
	центр	18	97,01	4,35	0,37	-	-	-	101,73
	край	19	96,16	1,05	0,28	-	1,01	-	98,50
9044	центр	20	94,92	3,88	0,40	0,05	0,37	-	99,62
	край	21	97,30	1,75	0,32	0,05	-	-	99,43

Примечание. 1-6 – элювиальная россыпь “Бобровские поддепки”; 7-21 – аллювиальные россыпи р. Западной Чусовой (7-12), р. Бобровки (13-19), р. Глинчевки (20-21). Оператор В. Г. Гмыра (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Важными косвенными поисковыми признаками золотопорфирового оруденения в калиевых щелочных массивах Центрально-Алданского района являются околорудные серицит-микроклиновые метасоматиты, геохимические и геофизические аномалии над рудными штокверками [46, 54, 85]. Поисковое значение серицит-микроклиновых метасоматитов выражается в том, что они содержат в пределах эталонного рябиновского комплекса зоны поздних мелкозернистых микроклинитов среди интенсивно и умеренно микроклинизированных и серицитизированных сиенитов (пуласкитов, сиенит-пегматитов, псевдолейцитовых сиенит-порфиров), вмещающие промышленное прожилково-вкрапленное золотое оруде-

нение Рябинового и Нового месторождений [81]. В других менее эродированных щелочных комплексах (якокутском, ыллымахском, томмотском, мрачном) постмагматические процессы микроклинизации и серицитизации проявились менее интенсивно, и в них сформировались преимущественно умеренно и слабо микроклинизированные и серицитизированные щелочные породы с небольшими гнездами поздних микроклинитов и непромышленной вкрапленной золоторудной минерализацией.

При картировании серицит-микроклиновых метасоматитов в калиевых щелочных массивах на стадии поисковых работ важным является изучение их геохимической специализации. Так, серицит-микроклиновые метасоматиты Центрально-Алданской провинции в целом выделяются на рудном уровне (рябиновский комплекс) более высокими концентрациями меди и молибдена, более низкими значениями полиметаллического индекса в сравнении с аналогичными метасоматитами, закартированными на надрудном уровне (якокутский, ыллымахский комплексы) (Таблица 2.13).

Первичные геохимические ореолы элементов-индикаторов золотого оруденения (серебра, меди, молибдена, цинка) в пределах Рябинового месторождения были установлены в серицит-микроклиновых метасоматитах, вмещающих золоторудное тело 1, по данным кернового опробования колонковых скважин (Рисунки 4.7-4.10). Среди них наиболее контрастными являются аномалии меди и молибдена, а аномалии серебра практически повторяют форму рудного тела. Между содержаниями золота и серебра в керновых пробах, отобранных в пределах рудного тела 1, выявлена прямая корреляционная зависимость [10]. Коэффициент корреляции между концентрациями этих элементов в рудах составил 0,61 при объеме выборки 75 проб. В строении первичных геохимических ореолов на Новом месторождении отмечено обогащение центральной части рудного тела медью и молибденом и относительное накопление в его краевых частях золота, свинца, висмута [92, 93].

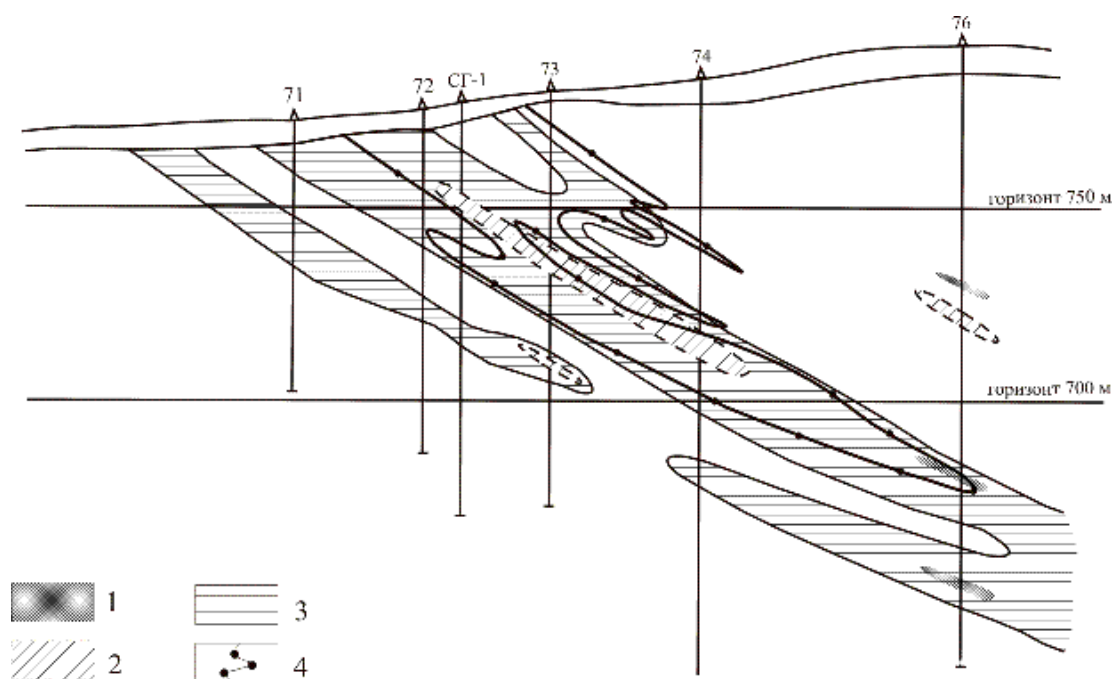


Рис. 4.7. Распределение содержаний серебра (%) в рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитах Рябинового месторождения (по данным kernового опробования скважин по буровой линии 13) [10]:

1 – более 0,00068; 2 – 0,00034-0,00068; 3 – 0,00017-0,00034; 4 – контур золоторудного тела 1

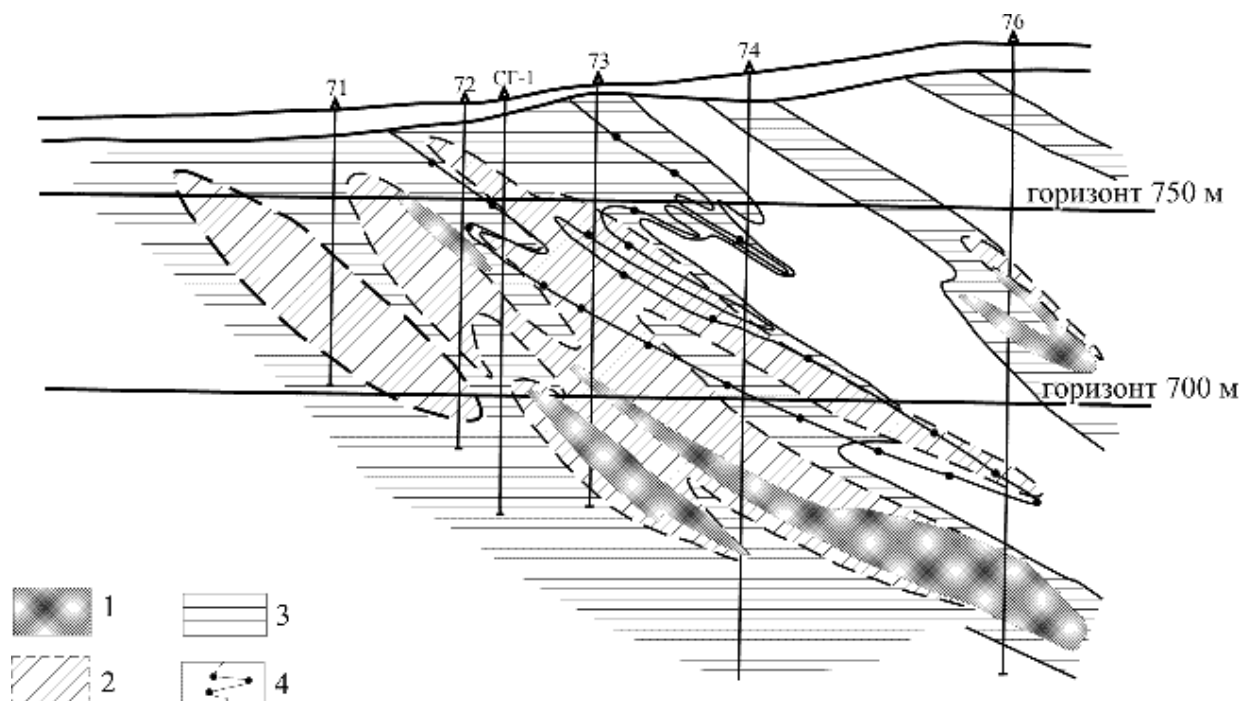


Рис. 4.8. Распределение содержаний меди (%) в рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитах Рябинового месторождения (по данным kernового опробования скважин по буровой линии 13) [10]:

1 – более 0,16; 2 – 0,045-0,16; 3 – 0,014-0,045; 4 – контур золоторудного тела 1

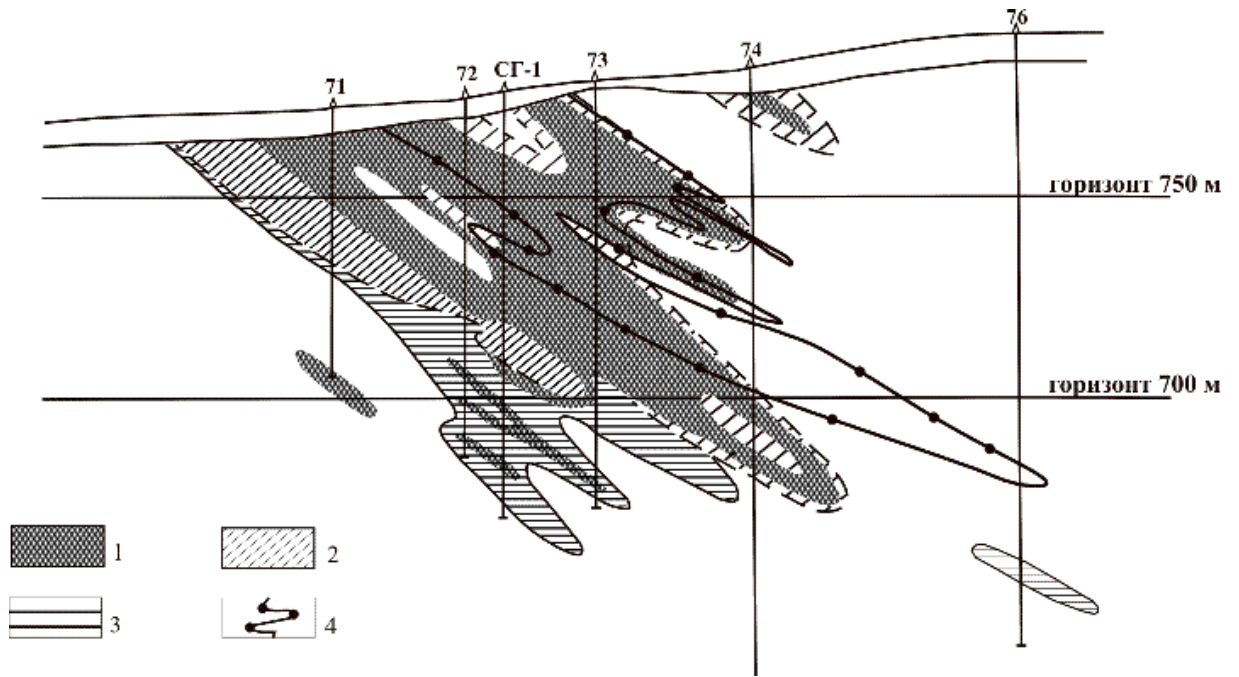


Рис. 4.9. Распределение содержаний молибдена (%) в рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитах Рябинового месторождения (по данным керна опробования скважин по буровой линии 13) [10]:
 1 – более 0,0013; 2 – 0,0006-0,0013; 3 – 0,0004-0,0006; 4 – контур золоторудного тела 1

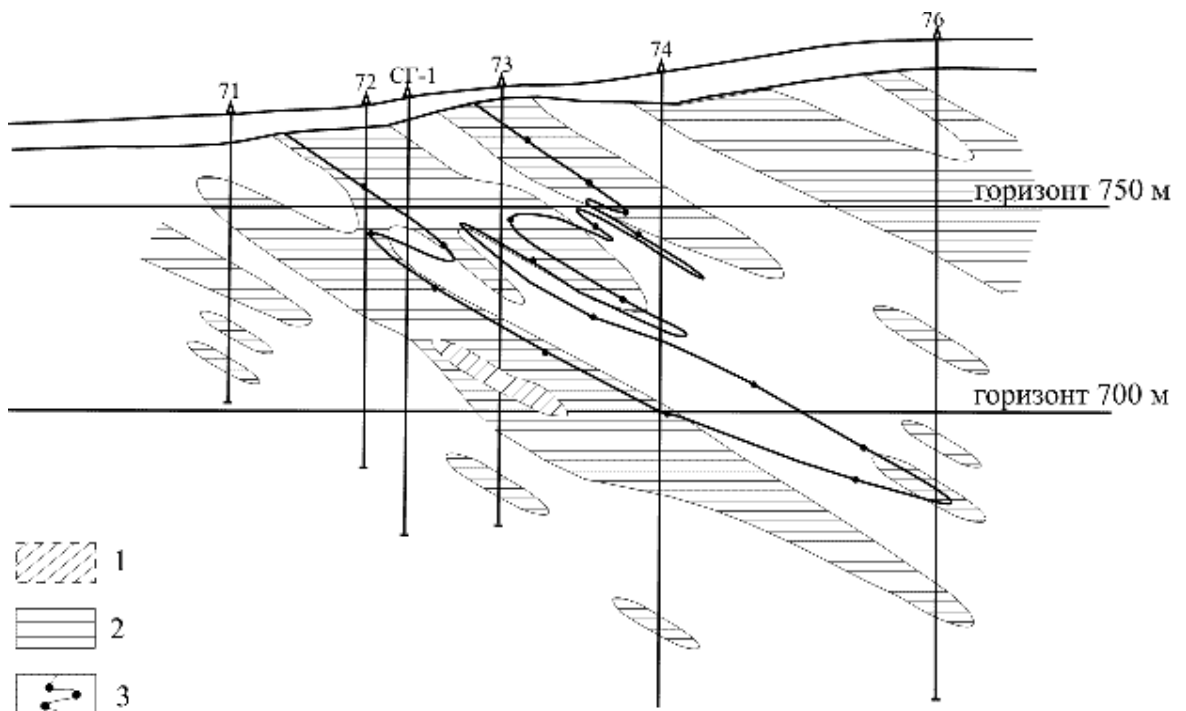


Рис. 4.10. Распределение содержаний цинка (%) в рудоносных серицит-микроклиновых метасоматитах Рябинового месторождения (по данным керна опробования скважин по буровой линии 13) [10]:
 1 – 0,02-0,055; 2 – 0,007-0,02; 3 – контур золоторудного тела 1

Золоторудные тела Рябинового и Нового месторождений также выделяются во вторичных геохимических ореолах в элювиально-делювиальных отложениях над ними повышенными концентрациями золота, серебра, меди, молибдена, свинца и цинка [10, 272]. Менее интенсивные аномалии золота, серебра, цинка были установлены также при проведении литогеохимической съемки [15] в элювио-делювии над эпилейцитовыми порфирами Лагерного участка и мусковитизированными сиенитами Щелочного участка, содержащими непромышленную вкрапленную золоторудную минерализацию в пределах менее эродированного в сравнении с рябиновским комплексом Якокутского массива (Рисунок 1.3). Кроме того, неконтрастные аномалии золота, серебра, меди, свинца, цинка, молибдена были выявлены во вторичных геохимических ореолах в рыхлых отложениях над серицит-микроклиновыми метасоматитами Северного участка, содержащими вкрапленную сульфидную минерализацию [14], в ыллымахском щелочном комплексе (Рисунок 1.4), выделяющемся развитием пород вулканогенной кровли (псевдолейцитовых фонолитов) и небольшим уровнем эрозионного среза. Вторичные геохимические аномалии с содержанием золота в рыхлых отложениях 0,003-0,2 г/т установлены также над микроклинизированными и серицитизированными породами (сиенитами, трахитами и базальтами) Джекондинского массива (Рисунок 1.7).

На площади Северного рудопроявления в ыллымахском комплексе нами был проведен корреляционный анализ минералогических полей серицит-микроклиновых метасоматитов, установленных нашим картированием (Рисунок 2.19), с геохимическими полями рудных элементов (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo), геометризованных в изолиниях содержаний этих элементов на основе данных металлометрического опробования рыхлых отложений [14]. Для оценки пространственной совместимости полей двух минералов – микроклина и серицита, характеризовавших соответственно раннещелочную и кислотную стадии метасоматического процесса, с геохимическими полями рудных элементов использовался коэффициент корреляции (среднее значение косинуса угла между градиентами аппроксимирующих поля функций [180]). В результате проведенных исследований

[250] выявилась положительная согласованность дифференцированных полей микроклина-1 и серицита (коэффициент корреляции $r=0,54$ при $r_{кр.}=0,19$). Ореолы ранней микроклинизации также положительно коррелируется с геохимическими полями золота ($r=0,38$), меди ($r=0,30$), и серебра ($r=0,21$), а ореолы серицитизации конкордантны с геохимическими полями молибдена ($r=0,36$), золота ($r=0,27$), серебра ($r=0,24$). Согласованность между собой минералогических полей разных стадий, конкордантность с этими полями геохимических полей основных рудных элементов (золота и серебра) подтверждают связь разностадийных метасоматитов и вкрапленного золотого оруденения с единым направленным метасоматическим процессом, протекавшим в условиях жестко фиксируемой во времени и пространстве позиции зон разгрузки, соответствующих зонам поздней микроклинизации (Рисунок 2.19), а также режиму разгрузки глубинных минерало- и рудообразующих гидротерм.

Зоны серицит-микроклиновых метасоматитов, вмещающие золоторудные тела Рябинового и Нового месторождений, выделяются в магнитных и гравитационных полях пониженными значениями ΔT (нТл) и Δg (мГл) (Рисунки 4.11, 4.12), а в электрическом поле – повышенными значениями коэффициента сопротивления ($KC > 25000$ Ом·м) [272], они также фиксируются площадными аномалиями калия от 10 до 13 % и мультипликативного показателя ($F = \frac{U \cdot K}{Th}$) от 5 до 30 %. В других менее эродированных калиевых щелочных массивах Центрально-Алданской провинции (Якокутском, Ыллымахском) развитие в их пределах на надрудном уровне участки микроклинизированных и серицитизированных щелочных пород (сиенитов, псевдолейцитовых порфиров) также выделяются в геофизических полях гравитационными, магнитными и электрическими аномалиями меньшей интенсивности [14, 15].

В соответствии с рассмотренным комплексом поисковых критериев и признаков золотопорфирового оруденения в калиевых щелочных массивах Центрально-Алданского района для проведения поисковых работ масштаба 1:10000

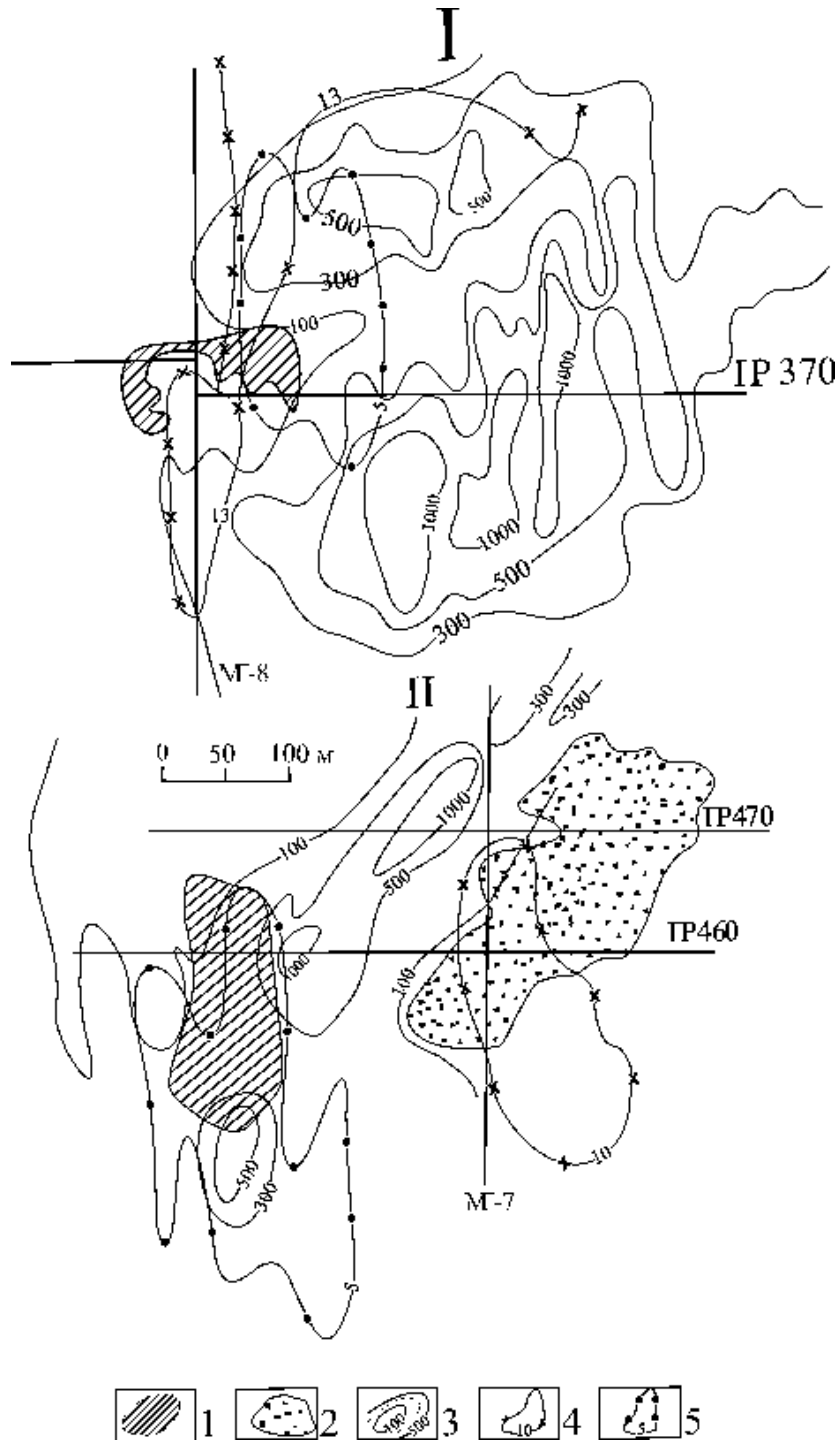


Рис. 4.11. Схема распределения полей ΔT , содержаний калия и мультипликативного показателя ($F = \frac{U \cdot K}{Th}$) на участках Нового (I) и Рябинового (II) золоторудных месторождений [272]:

1 - участки с содержанием золота больше 1 г/т; 2 - участки с концентрацией золота меньше 1 г/т; 3 - изолинии поля ΔT (нТл); 4 - изолинии содержаний калия, по данным аэрогаммаспектрометрии; 5 - изолинии мультипликативного показателя F , %

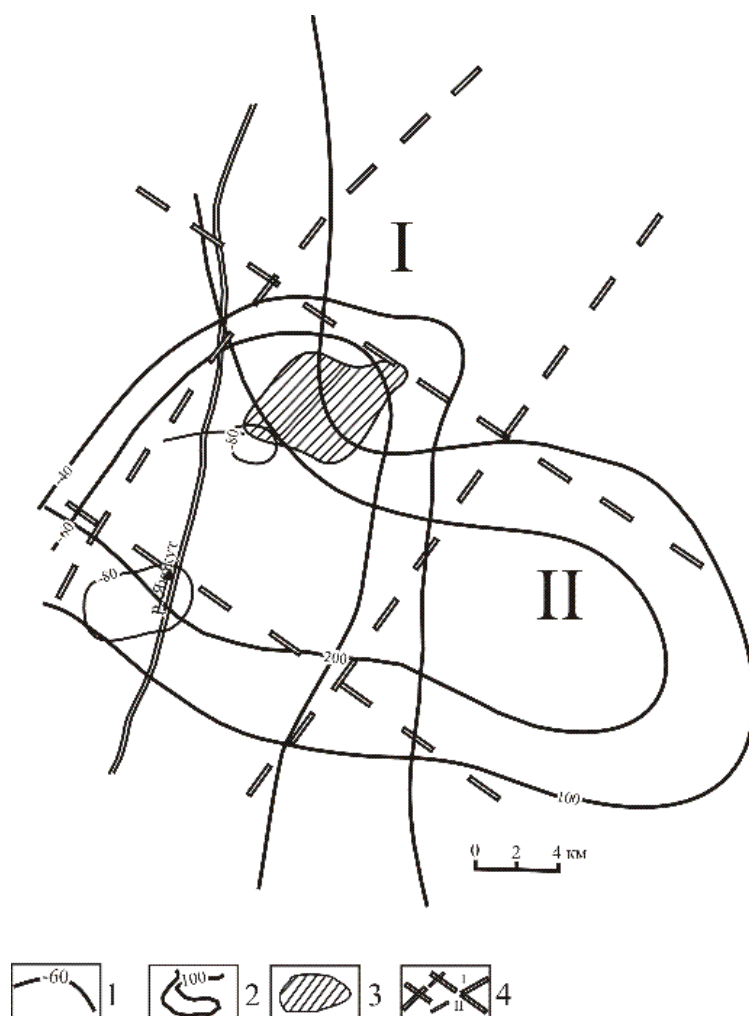


Рис. 4.12. Положение рябиновского щелочного комплекса в гравитационных и магнитных полях [272]:

1 – изолинии поля силы тяжести Δg (мгл) (Якутский гравитационный минимум); 2 – изолинии осредненного поля ΔT (нТл); 3 – рябиновский щелочной комплекс; 4 – зоны глубинных разломов: I – Томмотская, II – Юхухтинская

на этот тип оруденения предлагается использование следующего комплекса поисковых методов:

- 1) поисковые маршруты;
- 2) литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния золота, серебра и элементов – спутников (меди, цинка, свинца, молибдена);
- 3) шлиховые поиски по ореолам и потокам рассеяния золота в элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях;
- 4) площадные геофизические работы (магниторазведка, гравиразведка, электро-разведка);
- 5) горнопроходческие работы (канавы, шурфы);

б) буровые работы.

Разработанный автором прогнозно-поисковый комплекс на золотопорфировый тип оруденения в серицит-микроклиновых метасоматитах щелочных массивов, включающий комплекс поисковых критериев и признаков и соответствующие им поисковые методы, предлагается для использования при проведении поисковых работ в других провинциях калиевых щелочных пород (Западно-Алданской, Северо-Прибайкальской, Уральской, Северо-Казахстанской, Центрально-Казахстанской, Армянской), перспективных на этот тип золотого оруденения.

Выводы

Перспективы золотоносности калиевых щелочных массивов на стадии поисковых работ оцениваются на основе применения разработанного прогнозно-поискового комплекса на золотопорфировый тип оруденения, включающего поисковые критерии (магматический, литологический, структурный, геоморфологический) и признаки (коренные рудные выходы, шлиховые ореолы и аллювиальные россыпи золота, околорудные серицит-микроклиновые метасоматиты, геохимические ореолы рудных элементов, аномалии в геофизических полях) и соответствующие им поисковые методы (поисковые маршруты, литогеохимические и шлиховые поиски, геофизические, горнопроходческие и буровые работы).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования строения калиевых щелочных массивов, сформировавшихся в рифтогенных условиях, свидетельствуют о широком развитии в их пределах метасоматических процессов. Среди них наиболее распространенными являются процессы железо-калиевого, водородно-калиевого и кремнежелезо-калиевого типов метасоматизма, приведшие к формированию в контактовых зонах щелочных комплексов с вмещающими алюмосиликатными породами дорудных фенитов, а внутри массивов – образованию серицит-микроклиновых метасоматитов, продуктивных на золотопорфировое оруденение, и пострудных кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов.

Метасоматиты фенитовой формации представлены образовавшимися в высокотемпературных условиях (500-800 °С) кварц-полевошпатовыми и пироксен-полевошпатовыми породами. Ширина ореолов фенитизации в контактовых зонах щелочных массивов составляет от нескольких метров до нескольких километров. Характерной особенностью процесса фенитизации является калиевое ощелачивание полевых шпатов исходных пород и развитие эгиринов по кальций-магниевым пироксенам в обстановке повышенной активности ионов калия и трехвалентного железа в гидротермальных щелочных растворах. Химический состав фенитов отчетливо коррелируется с составом замещаемых ими пород. Так, апогранитные фениты выделяются более низкой концентрацией кремнезема в сравнении с эдуктами в отличие от пироксен-полевошпатовых метасоматитов, возникших по породам основного состава.

Для состава фенитов свойственны также преобладание в нем содержания Fe_2O_3 над FeO , обусловленное высоким окислительным потенциалом формировавшихся их щелочных растворов, смешанная сидеро-халькофильная геохимическая специализация, высокие значения полиметаллического индекса.

На более позднем этапе в калиевых щелочных породах вулканоплутонических комплексов (сиенитах, псевдолейцитовых порфирах) в условиях переменной активности ионов калия и водорода в гидротермальных флюидах

сформировались серицит-микроклиновые метасоматиты. В этой обстановке в раннюю щелочную стадию метасоматического процесса при $T=550-400$ °С и $P=150-100$ МПа произошла псевдоморфная микроклинизация щелочных пород. В стадию кислотного выщелачивания при $T=450-100$ °С и $P=300-50$ МПа в условиях «структурного сжатия» пород возникли микроклин-серицитовые метасоматиты с телами серицитолитов. В позднюю щелочную стадию при $T=300-175$ °С и $P=100-60$ МПа в этих породах образовались зоны поздних микроклинитов, вмещающие золотопорфировое оруденение. В процессе водородно-калиевого метасоматизма закономерно изменяются изотопный состав кислорода, водорода, стронция и основность серицит-микроклиновых метасоматитов, возрастают поверхностная энергия и энергия порообразования.

В зонах развития фенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов установлены пострудные кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты, образующие жилы, прожилки и гнезда на участках распространения поздних даек и штоков щелочно-гранитной серии (грорудитов, эгириновых гранитов и граносиенитов). Метасоматиты эгирин-микроклинового, эгиринового, кварц-гематит-микроклинового и микроклин-кварцевого состава, сформировавшиеся в результате проявления процессов кремнежелезо-калиевого метасоматизма, иногда содержат вкрапленность борнита и характеризуются сидеро-халькофильной геохимической специализацией, повышенным содержанием в них меди, серебра, марганца, ванадия, более низкими в сравнении с эдуктом значениями полиметаллического индекса.

Золотопорфировое оруденение в калиевых щелочных массивах пространственно приурочено к зонам развития поздних микроклинитов среди микроклин-серицитовых метасоматитов. Рудные тела на эталонных месторождениях золота рябиновского типа представлены наклонными и крутопадающими штокверковыми зонами преимущественно столбообразной, реже плитообразной и штокообразной форм. В распределении прожилково-вкрапленного золотого оруденения в рудных телах, концентраций в них золота и серебра установлена вертикальная минералого-геохимическая зональность. В калиевых щелочных комплексах Цен-

трально-Алданской провинции элементами такой вертикальной рудной зональности являются: 1) закономерная смена с глубиной золото-пирит-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации руд на золото-пирит-молибденит-халькопирит-борнитовую ассоциацию; 2) преимущественная концентрация свинца и цинка в залежах на верхнерудном уровне, а меди и молибдена – на нижнем уровне распространения золотого оруденения; 3) закономерное изменение с увеличением глубины залегания золотопорфировых руд значений их качественных показателей – коэффициентов рудоносности и богатства, золото-серебряного отношения, полиметаллического индекса; 4) наибольшая концентрация золота в подсчетных блоках на среднерудном уровне, а серебра – на нижнерудном уровне; 5) возрастание степени анизотропии в распределении содержаний золота в залежах с глубиной; 6) развитие в порфировых рудах на верхнерудном уровне преимущественно высокопробного золота в ассоциации с пиритом и минералами полиметаллической ассоциации (галенитом, сфалеритом, аргентитом), а на среднерудном уровне – ассоциации преимущественно среднепробного золота с пиритом и минералами меди (халькопиритом, борнитом, халькозином); 7) вариации на рудном и надрудном уровнях изотопного состава сульфидной серы в рудных минералах (пирите, халькопирите, галените); 8) распространение в микроклинизированных и серицитизированных щелочных породах на надрудном и подрудном уровнях непромышленной вкрапленной золоторудной минерализации.

Важным практическим результатом проведенных исследований является разработанный прогнозно-поисковый комплекс на золотопорфировый тип оруденения в калиевых щелочных массивах, включающий поисковые предпосылки (магматические, литологические, структурные и геоморфологические) и признаки (рудные выходы, шлиховые ореолы и россыпи золота, околорудные серицит-микроклиновые метасоматиты, первичные и вторичные геохимические ореолы, геофизические аномалии), использование которого при прогнозировании позволит разделить потенциально рудоносные площади в щелочных комплексах по уровню эрозионного среза и степени их перспективности и локализовать в их пределах участки проведения поисковых работ на золото.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азовскова, О. Б. Метасоматиты Талицкого массива (Средний Урал) / О. Б. Азовскова, А. И. Грабежев // Картирование метасоматических образований Урала. – Свердловск, 1988. – С. 90-99.
2. Аксаментова, Н.В. Протерозойские вулканогенные формации юга Белоруссии / Н.В. Аксаментова // Геол. журнал. – 1981. Т. 41, № 2. – С. 51-61.
3. Андреев, Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона / Г. В. Андреев. – Улан-Удэ, 1965. – 117 с.
4. Андреев, Г. В. Петрология формации калиевых, нефелиновых и щелочных сиенитов / Г. В. Андреев. – Новосибирск: Наука, 1981. – 85 с.
5. Антонов, А. А. Минералогия родингитов Баженовского гипербазитового массива / А. А. Антонов. – СПб.: Наука, 2003. – 128 с.
6. Анфимов, Л. В. Саткинское месторождение магнезита на Южном Урале / Л. В. Анфимов, Б. Д. Бусыгин, Л. Е. Демина. – М.: Наука, 1983.
7. Аринштейн, М. Б. Антигоритовые художественно-декоративные змеевики Урала (на примере Белоусовского месторождения) / М. Б. Аринштейн, В. Н. Сазонов // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов: сб. науч. трудов.– Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. – С. 123-131.
8. Архангельская, В. В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы / В. В. Архангельская– М.: Недра, 1974. – 128 с.
9. Архипов, Г. И. Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. Обзор состояния и возможности развития / Г. И. Архипов– М.: Горная книга, 2011. – 830 с.
10. Астафьев, А. Г. Отчет о детальной разведке рудного тела 1 месторождения Рябинового за 1981-82 гг. / А. Г. Астафьев. – Алдан, 1983.
11. Афолина, Г. Г. Диаграмма структурного состояния щелочных полевых шпатов в рентгенометрических координатах и экспрессная методика его определения / Г. Г. Афолина, В. М. Макагон, Б. М. Шмакин // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1979. № 5. – С. 73-82.

12. Баклаев, Я. П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале: Труды Института геологии и геохимии. Вып. 37 / Я. П. Баклаев. – Свердловск, 1959.
13. Бардина, Н. Ю. Фениты: систематика, условия формирования и значение для корового магмообразования / Н. Ю. Бардина, В. С. Попов // Зап. ВМО. 1994. Ч.123. – № 6. – С. 1-19.
14. Белёв, Г. М. Отчет о результатах поисков рудного золота в пределах Ыллымахского массива и прилегающих венд-нижнекембрийских образованиях в Центрально-Алданском районе за 1988-1991 гг. / Г. М. Белёв. – Алдан, 1991. – 190 с.
15. Белёв, Г. М. Отчет о результатах поисков золоторудных проявлений рябинового и других типов в пределах Якокутского массива за 1991-1994 гг. / Г. М. Белёв. – Алдан, 1994. – 229 с.
16. Белёв, Г. М. Отчет о результатах поисков золоторудных месторождений самолазовского, рябиновского и лебединского типов в пределах западного фланга Юхтино-Пуриканской рудной зоны за 2001-2004 гг. / Белёв Г. М. – Алдан, 2004. – 232 с.
17. Билибин, Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива / Ю. А. Билибин. – М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1947. – 182 с.
18. Бирюков, В. М. О парагенетической связи чароитовой минерализации с щелочным метасоматозом / В. М. Бирюков, Н. В. Бердников // Зап. ВМО, 1992. Ч.121. – № 6. – С. 59-76.
19. Бойцов, В. Е. Модель формирования комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района / В. Е. Бойцов, Г. Н. Пилипенко, Л. А. Дорожкина // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2006. № 2. – С. 23-31.
20. Бойцов, В. Е. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов / В. Е. Бойцов, Г. Н. Пилипенко, Н. А. Солодов; под ред. Л. В. Оганесяна. – М.: НИИ-ПРИРОДА, 1999. – 220 с.

21. Болтыров, В. Б. Использование мусковита метасоматических пород в геологической термо- и барометрии / В. Б. Болтыров, В. Н. Огородников // Геология метаморфических комплексов Урала. – Свердловск, 1974. – С. 59-64.
22. Борисенко, А. С. Типы золотортутных месторождений и условия их образования / А. С. Борисенко, Е. А. Наумов, А. А. Оболенский // Геология и геофизика, 2006, т. 47. – № 3. – С. 342-354.
23. Борисов, А. Б. Фениты района чароитовых месторождений Мурунского массива / А. Б. Борисов, М. Д. Евдокимов // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. – № 4. – С. 485-497.
24. Варламов, Д. А. Благороднометальная минерализация в ультракалиевых вулканитах основного состава поднятия Енганепэ (Полярный Урал) / Д. А. Варламов, С. А. Онищенко, А. А. Соболева // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: мат-лы Всерос. минерал. семинара. – Сыктывкар: Геопринт, 2010. – С. 121-124.
25. Власов, Г. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения / Г. М. Власов, М. М. Василевский. – М.: Недра, 1964. – 218 с.
26. Водорезов, Г. И. О геологической позиции и возрасте щелочных пород в Мугоджарах / Г. И. Водорезов, Л. И. Киселев // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. – Вып. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1956. – С. 28-37.
27. Волостных, Г. Т. Аргиллизация и оруденение / Г. Т. Волостных. – М.: Недра, 1972. – 240 с.
28. Вопросы опробования, оконтуривания и подсчета запасов при разведке месторождений. Ч.1. Геометризация тел полезных ископаемых, исследование изменчивости оценочных параметров: учебно-методическое пособие / В. С. Балахонов, А. Г. Баранников, Г. П. Дворник, Ю. К. Панов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. – 65 с.

29. Воробьев, Е. И. Чароит / Е. И. Воробьев; Науч. ред. Л. Д. Зорина. – РАН, Сиб. отделение, Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 140 с.
30. Высокобарические флюиды гидротермальных жил Рябиновского щелочного массива (Центральный Алдан) / В. Б. Наумов, В. А. Коваленкер, И. К. Мызников и др. // Докл. РАН. 1995. Т. 343. – №1. – С. 99-102.
31. Гадиятов, В. Г. Цветные камни Якутии и их месторождения / В. Г. Гадиятов, В. К. Маршинцев. – Екатеринбург: Банк культурной информации, 2000. – 328 с.
32. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива / С. И. Зак, О. Б. Дудкин, В. К. Горстка, П. К. Скуфьин. – Л.: Наука, Ленингр. отд., 1968. – 147 с.
33. Главнейшие провинции и формации щелочных пород / отв. ред. Л. С. Бородин. – М.: Наука, 1974. – 376 с.
34. Глаголев, А. А. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли / А. А. Глаголев, А. М. Корчагин, А. Г. Харченков. – М.: Наука, 1974. – 174 с.
35. Говоров, И. Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений / И. Н. Говоров – М., «Наука», 1977. – 240 с.
36. Горстка, В. К. Контактная зона Хибинского щелочного массива (Геолого-петрографические особенности, химизм и петрология) / В. К. Горстка. – Л., 1971.
37. Грабежев, А. И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм / А. И. Грабежев. – М.: Наука, 1981. – 176 с.
38. Грабежев, А. И. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты меднопорфировых месторождений (на примере Урала) / А. И. Грабежев, Е. А. Белгородский. – Екатеринбург: УрО РАН, 1992. – 199 с.
39. Грачева, О. С. Грейзены Северо-Востока СССР / О. С. Грачева. – М.: Недра, 1974.

40. Грязнов, О. Н. Совмещенная метасоматическая зональность в зоне регионального разлома / О. Н. Грязнов, Ю. А. Дворников // Рудоносные метасоматиты Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. – С. 106-116.
41. Грязнов, О. Н. Картирование рудоносных метасоматитов / О. Н. Грязнов, К. К. Золоев, Э. М. Ляхович. – М.: Недра, 1994. – 271 с.
42. Грязнов, О. Н. Аргиллизитовая формация Урала / О. Н. Грязнов, В. И. Чесноков // Геология метаморфических комплексов: межвуз. науч. темат. сб. – Свердловск: СГИ. Вып. 11. 1985. – С. 79-87.
43. Гумбеитовая формация Урала / Э. М. Спиридонов, И. А. Бакшеев, М. В. Середкин и др. – М.: МГУ, 1997. – 97 с.
44. Гусев, В. Н. Отчет о результатах поисковых работ по слабоизученным площадям Южной Якутии с признаками золотого оруденения неустановленных типов (Центрально-Алданский район и прилегающие площади) за 1983-1989 гг. / В. Н. Гусев. – Алдан. Фонды ТУГРЭ. – 1990.
45. Давыдов, Ю. В. Доломит (анкерит)-кварц-ортоклазовые метасоматиты полиметаллического месторождения Сардана (Юго-Восточная Якутия) / Ю. В. Давыдов // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск, 1981. – С. 77-89.
46. Дворник, Г. П. Околорудные метасоматиты Рябинового щелочного массива и их поисковое значение: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.11 / Дворник Геннадий Петрович. – Свердловск, 1986. – 197 с.
47. Дворник, Г. П. Энергетическая характеристика текстурно-структурных преобразований при формировании метасоматитов золото-джаспероидной формации / Г. П. Дворник // Известия вузов. Сер.: Геология и разведка. – 1991. № 2. – С. 137-140.
48. Дворник, Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золото-меднопорфировое оруденение в калиевых щелочных массивах / Г. П. Дворник // Геология метаморфических комплексов. – Екатеринбург: УГИ, 1992. – С. 108-120.

49. Дворник, Г. П. Поведение хрома в гидротермальном процессе при образовании серицит-микроклиновых метасоматитов и золото-меднопорфирового оруденения Рябинового месторождения / Г. П. Дворник // Техногенез и экология: информационно-тематический сборник. – Екатеринбург, 1997. – С. 87-91.
50. Дворник, Г. П. Изучение шлиховых ореолов золота при комплексной оценке золото-меднопорфирового оруденения в калиевых щелочных массивах / Г. П. Дворник // Комплексное использование и эксплуатация месторождений полезных ископаемых: Материалы III Международной конференции. – Новочеркасск, 1997. – С. 59-63.
51. Дворник, Г. П. Исследование зависимости между составом метасоматических пород, их эдуктов и гидротермальных растворов / Г. П. Дворник // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: тезисы докладов научной конференции «Чтения А. Н. Заварицкого». – Екатеринбург, 1998. – С. 48-50.
52. Дворник, Г. П. Систематика метасоматических пород по кислотно-основным свойствам / Г. П. Дворник // Геология метаморфических комплексов: межвуз. науч. темат. сб. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 1998. – С. 83-94.
53. Дворник, Г. П. О характере зависимости по кислотно-основным свойствам метасоматических пород и их эдуктов / Г. П. Дворник // Тезисы докладов Международного симпозиума «Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов». – М., 1999. – С. 46-47.
54. Дворник, Г. П. Метасоматизм и золотое оруденение в калиевых щелочных массивах, его поисковые критерии и признаки / Г. П. Дворник // Тезисы докладов научно-технической конференции, посвященной 10-летию независимости Республики Узбекистан «Актуальные проблемы освоения месторождений полезных ископаемых». – Ташкент: АН РУз, 2001. – С. 51-53.
55. Дворник Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золоторудная минерализация Мрачного щелочного массива (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья с из-

влечением благородных металлов: тр. Междунар. науч.-техн. конф. Ч. I. – Екатеринбург: УГГГА, 2002. – С. 31-38.

56. Дворник, Г. П. Геологическое строение и условия образования серицит-микроклиновых метасоматитов и золото-меднопорфирового оруденения Рябинового месторождения / Г. П. Дворник // Изв. УГГГА. Вып. 15. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 2002. – С. 104-110.

57. Дворник, Г. П. Геологическое строение, метасоматизм и золоторудная минерализация Томмотского щелочного массива и его ближайшего обрамления (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Материалы Международной научно-технической конференции «Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья». – Екатеринбург: Изд-во АМБ, 2003. – С. 501-506.

58. Дворник, Г. П. Метасоматиты и золоторудная минерализация Томмотского щелочного массива и его ближайшего обрамления (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Изв. УГГУ. Вып. 19. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 2004. – С. 119-127.

59. Дворник, Г. П. Условия образования серицит-микроклиновых метасоматитов и золотопорфирового оруденения Рябиновского рудного поля (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Современные технологии освоения минеральных ресурсов; ред. В. Е. Кисляков. – Красноярск: Изд-во ГУЦМиЗ, 2006. – С. 46-52.

60. Дворник, Г. П. Метасоматические формации и золотое оруденение Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник // Эндогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург, 2007. – С. 122-125.

61. Дворник, Г. П. Метасоматические процессы и золотопорфировое оруденение в калиевых щелочных массивах / Г. П. Дворник // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». – М., 2007. Т. 5. – С. 71-74.

62. Дворник, Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотопорфировое оруденение Нового месторождения (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Вестник Уральского отделения РМО. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. №5. – С. 15-27.

63. Дворник, Г. П. Распределение содержаний золота, серебра и урана в рудах Лунного месторождения (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья: мат-лы Междунар. науч.-техн. конф. – Екатеринбург: Издательство «Форт Диалог-Исеть», 2008. – С. 328-333.
64. Дворник, Г. П. Строение шлиховых ореолов золота в элювиально-делювиальных отложениях над рудными штокверками в калиевых щелочных массивах Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник // Система коренной источник – россыпь: материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И. С. Рожкова, Ю. Н. Трушкова, П. И. Мельникова. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. – С. 115-119.
65. Дворник, Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Литосфера. – 2009. № 2. – С. 56-66.
66. Дворник, Г. П. Элементы вертикальной зональности в распределении золотопорфирового оруденения в вулcano-плутонических комплексах Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник // Литосфера. – 2009. № 4. – С. 104-107.
67. Дворник, Г. П. Шлиховые ореолы золота в элювиально-делювиальных отложениях как поисковый признак золотопорфирового оруденения в калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексах Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник // Материалы XIV Международного совещания «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения». – Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин», 2010. – С. 221-224.
68. Дворник, Г. П. Ореолы золота в элювиально-делювиальных отложениях над рудными зонами в калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексах Центрально-Алданского и Полевского районов / Г. П. Дворник // Литосфера. – 2010. №6. – С. 97-104.
69. Дворник, Г. П. Метасоматические процессы и золотоджаспероидное оруденение в карбонатных породах Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник // Современные технологии освоения минеральных ресурсов. Вып. 8. Мат-лы 8-й

Междунар. науч.-техн. конф.; под общ. ред. В. Е. Кислякова. – Красноярск: ИПК СФУ, 2010. – С. 4-11.

70. Дворник, Г. П. Морфометрическая характеристика золоторудных тел и изменчивость качества руд Рябиновского поля (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2010. № 2. – С. 36-40.

71. Дворник, Г. П. Золотоаргиллизитовое оруденение и аметистовая минерализация Нимгерканского рудного узла (Алданский щит) / Г. П. Дворник // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2011. № 8.– С. 23-28.

72. Дворник, Г. П. Оценка изменчивости содержания золота и серебра в рудах и их качества при разведке и разработке золоторудных месторождений / Г. П. Дворник // Изв. вузов. Горный журнал. – 2011. №3. – С. 120-125.

73. Дворник Г. П. Распределение содержаний золота и серебра в рудных телах Рябинового и Нового месторождений (Алданский щит) // Литосфера. 2011. №4. С. 119-130.

74. Дворник, Г. П. Золотопорфировое оруденение в серицит-микроклиновых метасоматитах в калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексах / Г. П. Дворник // Золото северного обрамления Пацифика. II Международный горно-геологический форум, посвященный 110-летию со дня рождения Ю. А. Билибина: тезисы докладов горно-геологической конференции. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. – С. 91-93.

75. Дворник, Г. П. Минеральные ассоциации, морфологические особенности и состав самородного золота из окисленных руд Рябинового и Нового месторождений (Алданский щит) / Г. П. Дворник // XVIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2012», посвященная благородным металлам (Au, Ag, Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru): сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей вузов геологического профиля. – Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 43-47.

76. Дворник, Г. П. Магматизм, метасоматизм и минерогения калиевых щелочных вулcano-плутонических комплексов / Г. П. Дворник // Геология и полезные ископаемые Урала. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2012. – С. 162-181.
77. Дворник, Г. П. Магматизм, метасоматизм и минерогения калиевых щелочных комплексов Казахстана / Г. П. Дворник // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. – 2012. – № 9. – С. 47-54.
78. Дворник, Г. П. Магматизм, метасоматизм и минерогения калиевых щелочных комплексов Урала / Г. П. Дворник // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского: сб. науч. ст. – Перм. гос. науч.-исслед. ун-т. – Пермь, 2012. Вып. 15. – С. 217-223.
79. Дворник, Г. П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник // Литосфера. – 2012. – № 2. – С. 90-105.
80. Дворник, Г. П. Фениты контактовых зон калиевых щелочных массивов / Г. П. Дворник // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского: сб. науч. ст. – Перм. гос. науч.-исслед. ун-т. – Пермь, 2013. Вып. 16. – С. 152-159.
81. Дворник, Г. П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции): научная монография / Г. П. Дворник; Урал. гос. горный ун-т. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. – 329 с.
82. Дворник, Г. П. Магматизм, метасоматизм и минерогения калиевых щелочных массивов Западно-Алданской провинции / Г. П. Дворник // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. науч. тр.; под общ. ред. В. Е. Кислякова. – Красноярск: Сиб. федер. ун-т. 2014. – Вып. 12. – С. 9-16.
83. Дворник, Г. П. Кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты в мезозойских калиевых щелочных массивах Алданского щита / Г. П. Дворник // Ежегодник – 2013. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161. – Екатеринбург, 2014. – С. 187-190.
84. Дворник, Г. П. Минеральные ассоциации, морфология и состав самородного золота из окисленных руд месторождений Нижнеякобитского поля (Алданский

щит) / Г. П. Дворник, В. А. Кискин // Южная Якутия – новый этап индустриального развития: материалы Международной научно-практической конференции. – Нерюнгри, 2007. Ч.1. – С. 127-132.

85. Дворник, Г. П. Поисковые критерии и признаки золотого оруденения в калиевых щелочных массивах и проблема поисков его на Урале / Г. П. Дворник, А. Н. Угрюмов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала: мат-лы регион. конф. Кн. II. – Екатеринбург: УрО РАН, УГГГА, 2000. – С. 64-65.

86. Дворник, Г. П. Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и техногенного сырья: учебное пособие / Г. П. Дворник, А. Н. Угрюмов. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2004. – 220 с.

87. Дворник, Г. П. Метасоматиты и золотоджаспероидное оруденение контактовых зон / Г. П. Дворник, В. С. Балахонов, А. Н. Угрюмов // Рудные месторождения: вопросы происхождения и эволюции: материалы IV Уральского металлогенического совещания. – Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2005. – С. 164-166.

88. Дворник, Г. П. Морфологические особенности и состав самородного золота из окисленных руд золотоджаспероидных месторождений в контактовых зонах / Г. П. Дворник, В. С. Балахонов, А. Н. Угрюмов // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. материалов 5-й Междунар. науч.-техн. конф.; под общ. ред. В. Е. Кислякова. – Красноярск, 2007. – С. 29-35.

89. Дворник, Г. П. Геологическое строение, метасоматиты и золотоджаспероидное оруденение Томмотского месторождения / Г. П. Дворник, А. Н. Угрюмов, В. С. Балахонов // Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья с извлечением благородных металлов: Труды Международной научно-технической конференции. Ч.1. – Екатеринбург: УГГГА, 2002. – С. 39-48.

90. Дворник, Г. П. Метасоматиты, морфология и состав самородного золота из окисленных руд основных формационных типов золоторудных месторождений Центрально-Алданского района / Г. П. Дворник, А. Н. Угрюмов, В. С. Балахо-

нов// Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: мат-лы науч. конф. – Иркутск, 2005. Т. 1. – С. 186-188.

91. Дворник, Г. П. Геология, разведка и технологические свойства прожилково-вкрапленных руд Рябинового месторождения золота / Г. П. Дворник, В. К. Элюев // Научные основы и прогрессивные технологии переработки труднообогатимых руд и техногенного сырья благородных металлов (Плаксинские чтения). Тр. Междунар. сов. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. – С. 128–129.

92. Дворник, Г. П. Разведка и технологические свойства прожилково-вкрапленных руд Нового месторождения золота (Алданский щит) / Г. П. Дворник, В. К. Элюев // Материалы Международной научно-технической конференции «Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья».– Екатеринбург, 2004. – С. 154-158.

93. Дворник, Г. П. Геологическое строение, метасоматиты и особенности разведки прожилково-вкрапленных руд Нового месторождения золота (Алданский щит) / Г. П. Дворник, В. К. Элюев // Вест. Читинского госуниверситета. № 37. Ч. III. – Чита, 2004. – С. 3-8.

94. Дворник, Г. П. Вертикальная рудно-метасоматическая и геохимическая зональность Рябинового месторождения золота / Г. П. Дворник, В. К. Элюев // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: мат-лы Всерос. науч. конф. Т. 3. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007. – С. 20-22.

95. Душин, В. А. Раннепалеозойский щелочно-базальтоидный вулканизм миогеосинклинальной области Полярного Урала / В. А. Душин // Доклады АН СССР. – 1986. Т. 286, № 2. – С. 398-401.

96. Душин, В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора Севера Урала / В. А. Душин. – М.: Недра, 1997. – 213 с.

97. Евстрахин, В. А. Порфиновый тип рудных месторождений / В. А. Евстрахин, М. Н. Ициксон // Разведка и охрана недр. –1980. № 1. – С. 9-16.

98. Елохин, В. А. Эндогенные ореолы Харбейского вольфрам-молибденового месторождения / В. А. Елохин, О. Н. Грязнов // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов: сб. науч. тр. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. – С. 65-72.
99. Еремеев, Н. В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород / Н. В. Еремеев. – М.: Недра, 1984. – 136 с.
100. Еськова, Е. М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала / Е. М. Еськова. – М.: Наука, 1976. – 292 с.
101. Ефремова, С. В. Петрохимические методы исследования горных пород: справочное пособие / С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев. – М.: Недра, 1985. – 511 с.
102. Жабин, А. Г. Карбонатитовый комплекс Арбарастах (Южно-Якутская провинция) / А. Г. Жабин, А. Г. Харченков // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. – М.: Наука, 1973. – С. 142-157.
103. Жариков, В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара / В. А. Жариков // Тр. ИГЕМ АН СССР. – 1959. Вып. 14.
104. Жуков, Н. М. Инфильтрационный метасоматизм и природные колонны гидротермалитов / Н. М. Жуков. – Алма-Ата, 1991. – 216 с.
105. Зайков, В. В. Пиррофиллитовое сырье палеовулканических областей / В. В. Зайков, Г. Г. Кораблев, В. Н. Удачин. – М.: Наука, 1982. – 128 с.
106. Зарайский, Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород / Г. П. Зарайский. – М.: Наука, 1989. – 324 с.
107. Золоев, К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей / К. К. Золоев – М.: Недра, 1975.
108. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских, В. И. Казанский, А. Я. Кочетков, В. М. Яновский // Геология рудных месторождений. – 2002. Т.44, № 6. – С. 467-499.
109. Зырянов, В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны / В. Н. Зырянов. – М.: Наука, 1969. – 245 с.

110. Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана / И. А. Загрузина, М. Н. Голубчина, А. Я. Кочетков и др. // Докл. АН СССР. – 1983. Т. 271, № 2. – С. 405–407.
111. Изучение вещественного состава, минералого-геохимических особенностей и условий размещения золотого оруденения в структуре Юхтино-Пуриканской рудной зоны: отчет о НИР / Угрюмов А. Н., Дворник Г. П., Балахонов В. С. – Екатеринбург, 2002. – 197 с.
112. Изучение закономерностей размещения гидротермальных метасоматитов Лебединского рудного узла: отчет о НИР / Угрюмов А. Н., Дворник Г. П., Флерова К. В. – Свердловск, 1985. – 202 с.
113. Изучение и прогнозная оценка на золото рудоносных метасоматитов в изверженных и карбонатных породах Ыллымахского рудного узла: отчет о НИР / Угрюмов А. Н., Дворник Г. П., Балахонов В. С. – Свердловск, 1990. – 177 с.
114. Изучение минералого-геохимической зональности площадей проявления куранахского и других типов золотого оруденения на флангах Куранахского рудного поля: отчет о НИР / Угрюмов А. Н., Дворник Г. П., Балахонов В. С. – Екатеринбург, 1994. – 187 с.
115. Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение / Ф. К. Шипулин, В. И. Рехарский, А. А. Розбианская и др. – М.: Недра, 1975. – 281 с.
116. Исаков, М. Г. О метасоматическом изменении миаскитов Вишневых гор / М. Г. Исаков // Труды Свердловского горного института. – Свердловск, 1956. Вып. XXVI. – С. 126-133.
117. Казанский, В. И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район / В. И. Казанский // Геология рудных месторождений. – 2004. Т.46, № 3. – С. 195-211.
118. Казанский, В. И. Геологическая позиция и история формирования эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) / В. И. Казанский,

- Е. П. Максимов // Геология рудных месторождений. – 2000. Т. 42, № 4. – С. 212-230.
119. Казицын, Ю. В. Околорудные метасоматиты Забайкалья / Ю. В. Казицын. – Л.: Недра, 1972. – 280 с.
120. Казицын, Ю. В. Метасоматизм в земной коре / Ю. В. Казицын. – Л.: Недра, 1979. – 208 с.
121. Казицын, Ю. В. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород / Ю. В. Казицын, В. А. Рудник. – М.: Недра, 1968. – 364 с.
122. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы / В. П. Костюк, Л. И. Панина, А. Я. Жидков и др. – Новосибирск: Наука, 1990. – 239 с.
123. Капутин, Ю. Е. Горные компьютерные технологии и геостатистика / Ю. Е. Капутин. – СПб.: Недра, 2002. – 424 с.
124. Ким А. А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана / А. А. Ким // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981. – С. 93-108.
125. Князев, Г. И. Минералого-геохимические особенности железистых кварцитов Петровского месторождения (Кривбасс) / Г. И. Князев, Л. И. Федоровская // Метасоматические железистые кварциты; ред. Ю. Д. Панков, В. М. Нечеухин. – Свердловск, 1979. – С. 61-88.
126. Колесник, Ю. Н. Нефриты Сибири / Ю. Н. Колесник. – Новосибирск: Наука, 1966. – 150 с.
127. Колман, Р. Г. Офиолиты / Р. Г. Колман. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
128. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая / И. В. Гаськов, Э. Г. Дистанов, Н. Ю. Миронова, В. М. Чекалин // Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 793. – Новосибирск: Наука, 1991.

129. Комаров, А. Н. Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита / А. Н. Комаров, Л. А. Черкашин. – Киев, 1991.
130. Конев, А. А. Минералогия Мурунского щелочного массива / А. А. Конев, Е. И. Воробьев, К. А. Лазебник. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. – 221 с.
131. Константинов, М. М. Околорудные измененные породы некоторых золоторудных месторождений Закавказья / М. М. Константинов // Минеральный состав руд и изменение вмещающих пород в месторождениях золота, свинца и цинка: Труды ЦНИГРИ, Вып. 96, ч. II. – М., 1971. – С. 59-75.
132. Константинов, М. М. Золоторудные провинции мира / М. М. Константинов. – М.: Научный мир, 2006. – 358 с.
133. Коренбаум, С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений / С. А. Коренбаум. – М.: Наука, 1967. – 279 с.
134. Коржинский, А. Ф. Околожилные изменения боковых пород Гумбейских месторождений шеелита / А. Ф. Коржинский // Вопросы геологии Урала. Минералогия и геохимия. Труды Ин-та геологии и геохимии. Вып. 42. – Свердловск, 1959. – С. 17-41.
135. Коржинский, А. Ф. Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири / А. Ф. Коржинский. – М.: Наука, 1967.
136. Коржинский, Д. С. Жидкие включения как причины мнимой пелитизации полевых шпатов / Д. С. Коржинский // Докл. АН СССР. – 1940. Т. 29, № 2. – С. 115-117.
137. Коржинский, Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения Прибайкалья / Д. С. Коржинский // Труды Ин-та геологических наук. Вып. 29. – 1947.
138. Коржинский, Д. С. Теория метасоматической зональности / Д. С. Коржинский. – М.: Наука, 1982. – 104 с.
139. Коржинский, М. А. Общие закономерности химического поведения солевых и кислотных компонентов в сложном хлоридно-углекисловодном флюиде при по-

вышенных Т-Р параметрах / М. А. Коржинский // Экспериментальные проблемы геологии. – М.: Наука, 1994. – С. 607-623.

140. Коротеев, В. А. Об эпидейцитовых порфирах Полевского района на Среднем Урале / В. А. Коротеев // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Первого Урал. петрогр. сов. Т. 2. – Свердловск: УФАН СССР, 1963. – С. 239-244.

141. Кочетков, А. Я. Молибден-медно-золотопорфировое месторождение Рябиновое / А. Я. Кочетков // Отечественная геология. – 1993. – № 7. – С. 50-58.

142. Кочетков, А. Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана / А. Я. Кочетков // Геология и геофизика. – 2006, т. 47 (7). – С. 850-864.

143. Кочетков, А. Я. Литолого-геохимические особенности вмещающих пород золоторудных месторождений Центрального Алдана / А. Я. Кочетков, В. И. Левин, А. Н. Угрюмов // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск, 1981. – С. 103-123.

144. Кочетков, А. Я. Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) / А. Я. Кочетков, В. Н. Пахомов, Б. А. Попов // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 79-110.

145. Кравченко, С. М. Богатые калием щелочные лавы и игнимбриты юрских вулканов Центрального Алдана / С. М. Кравченко // Изв. АН. СССР. Сер. Геол. – 1972. – № 4. – С. 24-34.

146. Кравченко, С. М. Щелочные породы Центрального Алдана / С. М. Кравченко, Е. В. Власова. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 190 с.

147. Крейтер, В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых / В. М. Крейтер. – М.: Недра, 1969. – 384 с.

148. Кривцов, А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений / А. И. Кривцов. – М.: Недра, 1983. – 256 с.

149. Кривцов, А. И. Прикладная металлогения / А. И. Кривцов. – М.: Недра, 1989. – 288 с.

150. Кривцов, А. И. Медно-порфировые месторождения мира / А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев, В. С. Попов. – М.: Недра, 1986. – 236 с.
151. Кузнецов, В. Д. Поверхностная энергия твердых тел / В. Д. Кузнецов. – М.: Гостехиздат, 1954.
152. Лебедев-Зиновьев, А. А. Ишимский массив щелочных пород / А. А. Лебедев-Зиновьев // Труды ВИМСа. Вып. 15. – М.: Недра, 1969. – 262 с.
153. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) / А.В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов и др. // Региональная геология и металлогения, 2013, № 55. – С. 99-110.
154. Левин, В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формация нефелиновых сиенитов Урала) / В. Я. Левин. – М.: Наука, 1974. – 222 с.
155. Левицкий, В. И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры / В. И. Левицкий; науч. ред. В. А. Макрыгина; Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2005. – 340 с.
156. Лисицына, Т. А. Кварц-альбитовый тип околорудных изменений вмещающих пород на гидротермальных уран-молибденовых месторождениях / Т. А. Лисицына, П. А. Раудонис // Проблемы метасоматизма (Труды II конференции по околорудному метасоматизму). – М.: Недра, 1970. – С. 162-170.
157. Лихойдов, Г. Г. Родингиты Северного Сахалина и условия их формирования / Г. Г. Лихойдов, Л. П. Плюснина // Тихоокеанская геология. – 1992. – № 2. – С. 53-65.
158. Лурье, Л. М. Околорудные изменения и некоторые генетические особенности свинцово-цинкового оруденения Замбаракского месторождения / Л. М. Лурье. – М.: Наука, 1969.
159. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы / Е. Д. Андреева, В. А. Кононова, Е. В. Свешникова, Р. М. Яшина. – М.: Недра, 1984. – 415 с.
160. Малахов, И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала / И. А. Малахов // Труды Института геологии и геохимии. Вып. 79. – Свердловск, 1966.

161. Маракушев, А. А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты) / А. А. Маракушев. – М.: Наука, 1979. – 264 с.
162. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / под ред. С. Н. Иванова и В. А. Прокина. – Свердловск: УрО АН СССР, 1992. – 308 с.
163. Медно-молибденовая рудная формация: на примере Сибири и сопредельных регионов / В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина и др. – Новосибирск: Наука, 1977. – 424 с.
164. Меднопорфировые месторождения Алмалыка. – Ташкент: ФАН, 1974. – 188 с.
165. Мейер, Ч. Околорудные изменения вмещающих пород / Ч. Мейер, Д. Хемли // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Наука, 1970. – С. 148-210.
166. Меликсетян, Б. М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса / Б. М. Меликсетян // Петрология интрузивных комплексов Армянской ССР. – Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1971. – С. 117-306.
167. Менчинская, О. В. Геолого-геохимическая модель золото-порфирового (?) оруденения в щелочных породах Мурунского массива / О. В. Менчинская, Е. П. Соколов, В. М. Мишнин // Разведка и охрана недр. – 2013. – № 8. – С. 32-36.
168. Месторождения талька СССР. – М.: Недра, 1973.
169. Металлоносные магматические флюиды Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) / А. А. Боровиков, Е. Г. Дашкевич, А. С. Борисенко и др. // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. – М. ИГЕМ РАН, 2012. – С. 19-20.
170. Метасоматизм и метасоматические породы / колл. авторов; под ред. В. А. Жарикова и В. Л. Русинова. – М.: Научный Мир, 1998. – 492 с.
171. Метасоматические железистые кварциты / ред. Ю. Д. Панков, В. М. Нечухин. – Свердловск, 1979.

172. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г. М. Беляев. – Л.: Недра, 1981. – 262 с.
173. Миллер, Р. Статистический анализ в геологических науках / Р. Миллер, Дж. Кан. – М.: Мир, 1965. – 481 с.
174. Минерагения шовных зон Урала / В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, Ю. А. Поленов. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – 417 с.
175. Минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений / М. М. Константинов, Н. П. Варгунина, Т. Н. Косовец и др. // Геология рудных месторождений. – 1998. № 1. – С. 20-34.
176. Мирошниченко, Л. А. Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья / Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев, Е. И. Кузнецова. – Алма-Ата, 1971.
177. Михайлов, Д. А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия / Д. А. Михайлов. – Л.: Наука, 1983. – 163 с.
178. Монахов, В. С. Метасоматическая зональность Сурской синклинали / В. С. Монахов. – Киев, 1986. – 192 с.
179. Мызников, И. К. Вещественный состав руд золото-порфирового месторождения Мусковитовое, Центральный Алдан / И. К. Мызников, А. И. Цепин, А. В. Мохов // Материалы Всероссийского симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». – М.: ООО «Связь-Принт», 2002. – С. 299-302.
180. Мягков, В. Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд / В. Ф. Мягков. – М.: Недра, 1984. – 126 с.
181. Мягков, В. Ф. Структурная геометро-статистическая модель строения геологических полей и методика решения геологоразведочных задач / В. Ф. Мягков // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1984. – № 3. – С. 44-58.
182. Наковник, Н. И. Месторождение Коунрад / Н. И. Наковник. – М.-Л., 1937. – 176 с.

183. Наковник, Н. И. Грейзены / Н. И. Наковник // Измененные околорудные породы и их поисковое значение: сб. ст.; под ред. Н. Н. Курека. – М.: Госгеолиздат. 1954. – С. 53-81.
184. Наковник, Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых / Н. И. Наковник. – М.: Недра, 1968.
185. Недосекова, И. Л. Карбонатиты Булдымского массива (Минералогия, геохимия и условия образования), ИВК, Ю. Урал / И. Л. Недосекова // Ежегодник – 2003: информационный сборник научных трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. – С. 162-179.
186. Николаева, Л. А. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах / Л. А. Николаева, С. В. Яблокова // Руды и металлы. – 2007. – № 6. – С. 41-57.
187. Нурлыбаев, А. Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые / А. Н. Нурлыбаев. – Алма-Ата: Наука, 1973. – 294 с.
188. Нурлыбаев, А. Н. Минералогия щелочных интрузий Казахстана / А. Н. Нурлыбаев. – Алма-Ата: Наука, 1976. – 230 с.
189. Об источнике вещества и возрасте калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) / Н. В. Еремеев, Д. Ж. Журавлев, В. А. Кононова, В. А. Первов, У. Крамм // Геохимия. – 1992. – № 11. – С. 1482-1492.
190. Овчинников, Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала / Л. Н. Овчинников // Труды Института геологии и геохимии. Вып. 39. – Свердловск: Изд. УФАИ СССР, 1960.
191. Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана / И. П. Щербань, Р. В. Цой, И. П. Иванов и др. – М.: Наука, 1990. – 189 с.
192. Омеляненко, Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б. И. Омеляненко. – М.: Недра, 1978. – 215 с.
193. Особенности талькового оруденения на Онотском месторождении / О. А. Каплин, Н. Б. Минкина, В. А. Бобров и др. // Высокомагнезиальное минеральное сырье. – М.: Наука, 1991. – С. 218-233.

194. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов: методическое руководство. Выпуск «Золото». Издание четвертое / Б. И. Беневольский, Е. В. Блинова, А. В. Бражник и др.; отв. ред. Б. И. Беневольский, С. С. Вартамян. – М.: ЦНИГРИ, 2010. – 182 с.
195. Пальянова, Г. А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессе гидротермального рудообразования / [Г. А. Пальянова]; отв. ред. А. С. Борисенко; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 221 с.
196. Панков, Ю. Д. Формации метасоматических железистых кварцитов / Ю. Д. Панков. – М.: Наука, 1984.
197. Петраченко, Р. И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья / Р. И. Петраченко. – Новосибирск, 1974.
198. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой) / Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др. – Л.: Недра, 1967. – 264 с.
199. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия) / В. А. Коваленкер, И. К. Мызников, А. Я. Кочетков и др. // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38, № 4. – С. 345-356.
200. Плюснина, Л. П. Петрогенезис родингитов Верхояно-Чукотской области / Л. П. Плюснина, И. Я. Некрасов, Г. Г. Лихойдов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 8. – С. 38-50.
201. Плющев, Е. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плющев, В. В. Шатов. – Л.: Недра, 1985. – 247 с.
202. Плющев, Е. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. Серия, Т. 354) / Е. В. Плющев, В. В. Шатов, С. В. Кашин. – СПб: ВСЕГЕИ, 2012. – 560 с.

203. Поверхностная энергия твердых металлических фаз / Д. М. Скоров, А. И. Дашковский, В. Н. Маскалец, В. К. Хижный. – М.: Атомиздат, 1973. – 172 с.
204. Подлесский, К. В. Скарны и связанное с ними оруденение Монголии / К. В. Подлесский, Д. К. Власова, П. Ф. Кудря // Тр. совместн. сов.-монг. геол. экспедиции. Вып. 45. – М.: Наука, 1988.
205. Пожарицкая, Л. К. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири / Л. К. Пожарицкая, В. С. Самойлов. – М.: Наука, 1972.
206. Поиски, изучение и оценка вкрапленного золото-сульфидного оруденения в мезозойских сиенитах Рябинового и Лебединого рудных узлов Центрального Алдана: отчет о НИР / Угрюмов А. Н., Дворник Г. П., Баранников А. Г. – Свердловск, 1982. – 276 с.
207. Половко, Н. И. Баланс вещества при образовании щелочных метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны / Н. И. Половко. – Киев, 1970.
208. Покровский, Б. Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии / Б. Г. Покровский // Тр. ГИН РАН. Вып. 535. – М.: Наука, 2000. – 238 с.
209. Поротов, Г. С. Математические методы моделирования в геологии / Г. С. Поротов. – СПб.: СПб ГГИ (Технический университет), 2006. – 223 с.
210. Пospelов, Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза / Г. Л. Пospelов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1973. – 355 с.
211. Проблемы вертикальной метасоматической зональности / под ред. Н. Н. Перцева. – М.: Недра, 1982. – 184 с.
212. Проблемы петрологии и металлогении областей активизации на Урале / К. К. Золоев, В. Я. Левин, А. И. Лисицын, С. И. Мормиль, Б. А. Попов, В. С. Шуб // Сов. геология. – 1986. – № 10. – С. 75-81.
213. Прокофьев, В. Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений) / В. Ю. Прокофьев. – Новосибирск: Наука. Сибирская изд. фирма, 2000. – 192с.

214. Прокофьев, В. Ю. Р-Т-условия образования стронций-бариевых карбонатов, чароитовых пород и торголитов мурунского щелочного массива (Восточная Сибирь) / В. Ю. Прокофьев, Е. И. Воробьев // Геохимия. – 1991. – № 10. – С. 1444-1452.
215. Разработка поисковых критериев и оценка золото-серебряного оруденения в низкотемпературных метасоматитах северной части Лебединского рудного узла: отчет о НИР / Угрюмов А. Н., Флерова К. В., Дворник Г. П., Балахонов В. С. – Свердловск, 1988. – 224 с.
216. Рафаилович, М. С. Геология золота Центральной Азии: эволюция оруденения, метасоматические формации, взрывные брекчии / М. С. Рафаилович. – Алматы, 2013. – 423 с.
217. Рациональная сеть предварительной разведки: методическое пособие / В. И. Бирюков, М. Н. Денисов, Е. К. Казаков и др. – М.: Недра, 1978. – 262 с.
218. Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов / Р. П. Тихоненкова, Е. Д. Осокин, А. А. Гонзеев и др.; ред. Л. С. Бородин. – М., 1967.
219. Родзянко, Н. Г. Редкометалльные скарны Тырнауза / Н. Г. Родзянко, Н. К. Нефедов, А. Ф. Свириденко. – М.: Недра, 1973.
220. Роненсон, Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения / Б. М. Роненсон. – М.: Недра, 1966. – 173 с.
221. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири: монография / А. Ф. Коробейников, Ю. С. Ананьев, А. И. Гусев и др.; отв. ред. А. Ф. Коробейников. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – 458 с.
222. Рундквист, Д. В. Зональность эндогенных рудных месторождений / Д. В. Рундквист, И. А. Неженский. – М.: Недра, 1975. – 236 с.
223. Сазонов, В. Н. Лиственитизация и оруденение / В. Н. Сазонов. – М.: Наука, 1975. – 172 с.
224. Сазонов, В. Н. Хром в гидротермальном процессе (на примере Урала) / В. Н. Сазонов. – М.: Наука, 1978. – 278 с.

225. Сазонов, В. Н. Меднопорфировое оруденение Урала / В. Н. Сазонов, Е. С. Контарь. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. – 47 с.
226. Сазонов, В. Н. Вертикальная метасоматическая зональность и ее значение для прогнозирования слепого оруденения и оценка перспектив обрабатываемых месторождений на глубину (на примере золоторудных и золотополиметаллических месторождений) / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов // Литосфера. – 2008. – № 1. – С. 77-89.
227. Салье, М. Е. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана / М. Е. Салье, В. Л. Дук, В. Д. Бугрова // Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формации СССР. – М.-Л., 1966. – С. 25-62.
228. Сборник нормативно-методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. – М.: ГКЗ, 1998. – 319 с.
229. Семушин, В. Н. Низкотемпературные окологорудные метасоматиты в вулканитах / В. Н. Семушин. – М.: Наука, 1985.
230. Сендеров, Э. Э. Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе / Э. Э. Сендеров, А. М. Бычков // Советская геология. – 1979. – № 9. – С. 33-44.
231. Сергеев, А. С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород / А. С. Сергеев. – Л.: Изд. ЛГУ, 1967. – 163 с.
232. Синяков, В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых месторождений Горной Шории / В. И. Синяков. – Новосибирск: Наука, 1967. – 112 с.
233. Синяковская, И. В. Пирофиллитовое сырье месторождения Куль-Юрт-Тау (Башкортостан) / И. В. Синяковская, В. В. Зайков. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – 154 с.
234. Собаченко, В. Н. О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья / В. Н. Собаченко // Геохимия и петрология метасоматоза / ред. Э. И. Пополитов. – Новосибирск, 1975.

235. Сорокин, В. Н. О лиственитизации диабазов на Миндякских месторождениях золота (Южный Урал) / В. Н. Сорокин // Минеральный состав руд и изменения вмещающих пород в месторождениях золота, свинца и цинка. Труды ЦНИГРИ. Вып. 96. Ч. II. – М., 1971.
236. Сотников, В. И. Медно-молибден-порфировая рудная формация: природа, проблема объема и границ / В. И. Сотников // Геология и геофизика. – 2006.–Т. 47, № 3. – С. 355-363.
237. Танкилевич, И. М. Пиррофиллиты северо-западной части Украинского щита: Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук / И. М. Танкилевич. – Киев, 1977. –24 с.
238. Таланцев, А. С. Новые данные о нефелиновых сиенитах Нязепетровского района / А. С. Таланцев // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Первого Урал. петрограф. сов. Т. 3. – Свердловск: УФАН СССР, 1963.–С. 133-139.
239. Тимесков, В. А. Минералогия карбонатных руд и вмещающих их карбонатных пород Бакальского железорудного месторождения на Южном Урале / В. А. Тимесков. – Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 1963.
240. Тихоненкова, Р. П. Петрология калиевых щелочных пород (на примере Сыннырского массива в Бурятской АССР) / Р. П. Тихоненкова, И. А. Нечаева, Е. Д. Осокин. – М.: Наука, 1971. – 220 с.
241. Угрюмов, А. Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования): дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.11 / Угрюмов Александр Николаевич – Екатеринбург: УГИ, 1993. – 620 с.
242. Угрюмов, А. Н. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник // Советская геология. – 1984. – № 9. – С. 84-94.
243. Угрюмов, А. Н. Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 280, № 1. – С. 191–193.
244. Угрюмов, А. Н. Рудоносные водородно-калиевые метасоматиты в мезозойских щелочных массивах Центрального Алдана / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник //

Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. – С. 31–48.

245. Угрюмов, А. Н. Петрохимическая и хронологическая корреляция эпидейцитовых фонолитов Полевского района Среднего Урала, Северного Казахстана, Северного Прибайкалья, Алданского щита: Новые аспекты минерогенеза этих пород / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез докл. VI Урал. петрограф. сов. Ч. 2. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – С. 55-57.

246. Угрюмов, А. Н. Минерогенез метасоматитов калиевой щелочной серии и некоторые вопросы изучения золотоносности и возможной алмазоносности Полевского рудного района Среднего Урала / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник // Металлогенез и геодинамика Урала: Тезисы докладов III Всеуральского металлогенетического совещания. – Екатеринбург, 2000. – С. 167-170.

247. Угрюмов, А. Н. Метасоматические формации и золотая минерализация в рудном районе мезозойской тектоно-магматической активизации / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник // Известия УГГГА. Вып. 10. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 2000. – С. 119-128.

248. Угрюмов, А. Н. Опыт мелкообъемного шлихового опробования делювиальных отложений при поисках золотосодержащих меднопорфировых и золоторудных джаспероидных месторождений / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных полезных ископаемых: межвуз. науч. темат. сб. – Свердловск, 1988. – С. 44-48.

249. Угрюмов, А. Н. Метасоматическая зональность и золотое оруденение Колтыконского рудного поля (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Геология метаморфических комплексов: межвуз. науч. темат. сб.; отв. редактор Г. А. Кейльман. – Екатеринбург: УГИ, 1991. – С. 67-75.

250. Угрюмов, А. Н. Метасоматическая зональность и золотое оруденение Ыльмахаевского щелочного массива (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник,

- В. С. Балахонов // Изв. УГГГА. Вып. 5. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 1996. – С. 82-87.
251. Угрюмов, А. Н. Рудоносные кварц-эгирин-полевошпатовые метасоматиты в щелочных гранитоидах Ыллымахского вулканоплутона (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Информационные материалы Всероссийского совещания. – Сыктывкар, 1997. – С. 140-141.
252. Угрюмов, А. Н. Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского медно-золоторудного узла (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений. Материалы Всероссийской конференции «Метасоматизм и рудообразование». – Екатеринбург, 1997. – С. 73-75.
253. Угрюмов, А. Н. Позднемезозойские метасоматиты и золотое оруденение Нимгерканского рудного узла (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Изв. УГГГА. Вып. 8. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 1998. – С. 99-104.
254. Угрюмов, А. Н. О поисках золоторудных месторождений, сопряженных с аргиллизитами, хрусталеносными и аметистоносными зонами в Центральном Алданском районе Южной Якутии / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Пути эффективного использования экономического и промышленного потенциала Южно-Якутского региона в XXI веке: сборник научных трудов по материалам Республиканской научно-практической конференции. Том II. – Нерюнгри, 2000. – С. 12-16.
255. Угрюмов, А. Н. Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского золоторудного узла (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Известия УГГГА. Вып. 13. Серия: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 2001. – С. 153-163.
256. Урасина, Л. П. Главнейшие магнезитовые месторождения / Л. П. Урасина, Т. А. Другалева, П. П. Смолин. – М.: Наука, 1993. – 157 с.

257. Феногенов, А. Н. Эпилейцитовые порфиры на Среднем Урале / А. Н. Феногенов // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1958. – № 7. – С. 56–62.
258. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов / под ред. А. М. Дымкина. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. – 286 с.
259. Холоднов, В. В. Галогены в эндогенном рудообразовании / В. В. Холоднов, И. Н. Бушляков. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 395 с.
260. Чекваидзе, В. Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение / В. Б. Чекваидзе. – М.: Недра, 1981. – 238 с.
261. Четвериков, Л. И. Теоретические основы разведки недр / Л. И. Четвериков. – М.: Недра, 1984. – 160 с.
262. Четвериков, Л. И. Основы геокинематики / Л. И. Четвериков // Тр. НИИ геологии Воронежского госуниверситета. Вып. 22. – Воронеж, 2004. – 120 с.
263. Шило, Н. А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей / Н. А. Шило. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 576 с.
264. Шнай, Г. К. Новые данные о геологии и золотоносности Ыллымахского массива / Г. К. Шнай, М. П. Орлова // Геология и геофизика. – 1977. – № 10. – С. 57-65.
265. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / В. Я. Левин, Б. М. Роненсон, В. С. Самков и др. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. – 274 с.
266. Щелочные амфиболы редкометальных гранитоидов / В. И. Коваленко, Н. В. Владыкин, И. Л. Лапидес, А. В. Горегляд. – Новосибирск: Наука, 1977. – 232 с.
267. Щелочные породы Нязепетровского района на западном склоне Урала / Н. В. Свяжин, И. В. Жилин, В. И. Петров, Г. Ф. Селиверстов // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Второго Урал. петрограф. сов. Т. IV. Гранитный и щелочной магматизм. – Свердловск: УФАН СССР, 1971. – С. 421-429.

268. Щербань, И. П. Условия образования низкотемпературных окологорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области) / И. П. Щербань. – Новосибирск: Наука, 1975. – 200 с.
269. Щербань, И. П. Некоторые черты вертикальной зональности березитов на примере Дарасунского месторождения / И. П. Щербань, А. А. Дроздовская, И. Н. Широких // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. – М.: Наука, 1982. – С. 47-59.
270. Щербань, И. П. Окологорудные метасоматиты континентальных рифтовых структур / И. П. Щербань, Л. В. Копылова, В. И. Шевченко. – М.: Наука, 1985. – 180 с.
271. Эльконский золото-урановорудный узел (Южная Якутия) (Основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносность) / А. В. Молчанов, В. В. Шатов, А. В. Терехов и др // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 80-101.
272. Элюев, В. К. Отчет о результатах предварительной разведки участка Новый и рудной залежи Западная участка Мусковитовый на месторождении Рябиновое / В. К. Элюев. – Алдан, 1994.
273. Юдович, Я. Э. Ультракалиевый базальтоид в основании уралид хр. Енганэ Пэ / Я. Э. Юдович, Л. В. Махлаев, М. П. Кетрис // Геохимия древних толщ Севера Урала. – Сыктывкар: Геопринт, 2002. – С. 158-161.
274. Beane R.E., Titley S.R / Porphyry copper deposits. Part II / Hydrothermal alteration and mineralization // Econ. Geol., 1981, V. 75. P. 235-269.
275. Clark R. F. Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America // Econ. Geol., 1972, V. 67, № 6. P. 731-758.
276. Clark A. H. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive ? // Society of Economic Geologists Special Publication 2, 1993. P. 213-283.

277. Creasey S. C. Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.*, 1959. V. 54. № 3. P. 351-373.
278. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit / J. Cannel, D. R. Cooke, J. L. Walshe, and H. Stein // *Econ. Geol.*, 2005, V. 100. P. 979-1003.
279. Geology of the Coalstoun porphyry copper prospect, Southeast Queensland, Australia. P. M. Ashley, W. G. Billington, R. L. Craham, R. C. Neale // *Econ. Geol.*, 1978. V. 73. № 5. P. 945-965.
280. Hedenquist J. W., Richards J. P. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits // *Reviews in Economic Geology*, 1998, v. 10. P. 235-256.
281. Hollister V. F. Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere / *Just. Min., Metallurg., and Petroleum Eng.*, New-York, 1978.
282. Kesler S. E., Jones L. M., Walker R. L. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas // *Econ. Geol.*, 1975, v. 70, № 3. P. 515-526.
283. Kesler S. E., Chryssoulis S. L., Simon G. Gold in porphyry copper deposits: Its abundance and fate // *Ore Geology Reviews*, 2002, v. 21. P. 103-124.
284. Lang J. R., Stanley C. R., Thompson J. F.H. Porphyry copper-gold deposits related to alkalic igneous rocks in the Triassic-Jurassic arc terranes of British Columbia: *Arizona Geological Society Digest* 20, 1995. P. 219-236.
285. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, № 4. P. 373-409.
286. Mason D. R., McDonald I. A. Intrusive rock and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea – Solomon Islands Region: A reconnaissance study // *Econ. Geol.*, 1978. V. 73. № 5. P. 857-877.
287. Moore W. I. Chemical characteristics of hydrothermal alteration at Bingham, Utah. // *Econ. Geol.*, 1978. V. 73. № 7. P. 1260-1269.

288. Patton T. C., Crant A. R., Cheney E. S. Hydrothermal alteration at the Middle Fork copper prospect, Central Cascades, Washington // *Econ. Geol.*, 1973. V.68. № 6. P. 816-830.
289. *Porphyry Deposits: Characteristics and origin of hypogene features* / E. Seedorff, J. H. Dilles, J. M. Proffett et al // *Econ. Geol.*, 2005, V. 100. P. 251-298.
290. *Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera*. CIM bull., vol. 15, 1976.
291. Precious metal deposits relate to alkaline rocks in the North American Cordillera. An interpretive review. F.E. Mutschler, M.E. Griffin, D. Scott et al. // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1985. V. 88. P. 355-377.
292. Richards J. P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation / *Econ. Geol.*, 2003, V. 98. P. 1515-1533.
293. Sillitoe R. H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *Reviews in Economic Geology*, 2000, V. 13. P. 315-345.
294. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // *Econ. Geol.*, 2010, V. 105, № 1. P. 3-41.
295. Singer D. A., Menzie W. D., Berger B. R. Porphyry copper deposits density // *Econ. Geol.*, 2005, V. 100. P. 491-514.
296. Titley S. R., Beane R. E. Porphyry copper deposits// *Econ. Geol. 75-th Anniversary vol.*, Publ. *Econ. Geol.*, 1981. P. 214-269.
297. Werle I. L., Ikramuddin M. and Mutschler F. E. Allard hosted porphyry copper-precious metal deposit // *Can. J. Earth Sci.* 1984. V. 21. P. 630-641.
298. Wilkinson B. N., Kesler S. E. Quantitative identification of metallogenic provinces: Application to Phanerozoic porphyry copper deposits// *Econ. Geol.*, 2009, V.104. P. 607-622.