

Академия наук
СССР



А. А. Алискеров

ОРУДЕНЕНИЕ
МАЛОГЛУБИННОГО
МАГМАТИЗМА

(Авачинско-Китхойская
зона поднятий)

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Дальневосточный научный центр
Ордена Трудового Красного Знамени
Институт вулканологии

А. А. Алискеров

553,065

ОРУДЕНЕНИЕ
МАЛОГЛУБИННОГО
МАГМАТИЗМА
(Авачинско-Китхойская
зона поднятий)

3100



Издательство
«Наука»
Москва
1980



Алискеров А.А. Оруденение малоглубинного магматизма (Авачинско-Китхойская зона поднятий). М.: Наука, 1980, с. 96.

Рассматриваются основные закономерности формирования гидротермальной минерализации Авачинско-Китхойской зоны поднятий. При образовании минерализации метасоматического моносльфидного типа температура, давление, химизм растворов имели тенденцию изменяться в пространстве; при возникновении жильной минерализации полисульфидного типа эти параметры менялись во времени. Обсуждены особенности физики гидротермального процесса, связанного со становлением малоглубинных интрузивов.

Табл. 34, ил. 25, библиогр. 66 назв.

Ответственный редактор:

кандидат геолого-минералогических наук

К.Н. РУДИЧ

В последнее время в геологической литературе большое внимание уделяется разработке учения о вулканогенном рудообразовании. В многочисленных работах освещается широкий круг вопросов, связанных с особенностями вулканогенного процесса минералообразования вообще и рудообразования в частности.

В природе широко развиты полезные ископаемые вулканогенного происхождения. Более того, среди рудных месторождений, пространственно тяготеющих к вулканогенным образованиям молодых подвижных поясов земной коры, иногда встречаются промышленные типы.

Настоящая работа — результат геологических исследований, проведенных автором на полиметаллических рудопроявлениях Авачинско-Китхойской зоны поднятий. Цель исследований — создание геологической модели процесса формирования минерализации, ассоциирующей с мало-глубинными магматическими образованиями. Основной задачей было определение физико-химических условий формирования гидротермальной минерализации.

Изучение полиметаллической минерализации проводилось методом *детального геологического картирования* с определением вещественного состава гидротермалитов, их текстурно-структурных особенностей, проявления зональности, стадийности, морфологии минерализованных тел и зон, их взаимоотношений, а также структурной приуроченности. При обработке материалов основное внимание уделялось изучению *вещественного состава минерализации* и определению физико-химических параметров условий ее формирования. Были проведены работы по сооружению аппаратуры для гомогенизации газовой-жидких включений и по усовершенствованию методики определения рН водных вытяжек из кварца рассматриваемых проявлений минерализации.

В работе изложены результаты многолетних исследований, проводившихся автором на Юго-Восточной Камчатке. Кроме того, использованы материалы А.В. Колоскова (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР), С.Е. Апрелькова, Б.К. Долматова, Ю.Н. Харченко, В.Е. Дилоняна, И.Н. Карбивниченко (Камчатское территориальное геологическое управление Министерства геологии СССР). На основании анализа геологического строения района, особенностей магматизма, вулканизма и сопутствующего им оруденения, а также лабораторных исследований в работе показаны закономерности формирования и пространственного размещения гидротермальной минерализации, критерии связи оруденения с

интрузивно-вулканогенным комплексом, некоторые особенности металлогенической специфики и геохимии рудного процесса. Выделены два типа полиметаллических рудопоявлений и определено их практическое значение, рассмотрены вопросы глубины распространения оруденения и гипогенной зональности последнего в связи с различной глубиной становления субвулканических тел, которые сопровождаются гидротермальной минерализацией.

Проведенные исследования позволяют сформулировать ряд структурно-петрохимических признаков для выделения потенциально рудоносных и безрудных малоглубинных интрузивных массивов, определить геологические критерии поисков полиметаллических месторождений Авачинско-Китхойской зоны поднятий Юго-Восточной Камчатки. На примере гидротермальных проявлений этой зоны выявлено, что ни один из основных физико-химических параметров (температура, давление, химизм растворов) не является определяющим при формировании двух различных типов гидротермальных образований. Разнообразие минерализации зависит от степени сообщаемости зоны генерации растворов с поверхностью. Эти обстоятельства делают возможным рассмотреть физику процесса гидротермального минералообразования, парагенетически связанного со становлением малоглубинных магматических тел.

АВАЧИНСКО-КИТХОЙСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ В СТРУКТУРЕ КАМЧАТКИ

В истории развития верхнемелового-кайнозойского магматизма Юго-Восточной Камчатки выделяются три основных этапа: мел-палеогеновый, миоценовый и плиоцен-нижнечетвертичный [56]. Каждый из этих этапов характеризуется проявлением специфических вулканических, плутонических и вулканоплутонических формаций. Магматические образования закономерно сменяют друг друга и составляют единый формационный ряд. С проявлениями магматизма этих этапов связано формирование различной гидротермальной минерализации, но максимум проявления ее приходится на миоценовый этап.

Вулканизм этого периода характеризуется накоплением эффузивно-пирокластических толщ, преимущественно среднего состава. Интрузивная деятельность проявляется в образовании посторогенных плутонов, объединяемых в формацию габбро-гранодиоритов. При этом формируются интрузивные массивы двух типов: образовавшиеся в течение последовательных фаз внедрения за счет дифференциации в промежуточных магматических очагах; образовавшиеся в течение одной фазы внедрения, дифференцированные в камере [12, 14].

К первым относятся массивы, обнажающиеся в верховьях рек Утудумец-Юртиная, Кенсол, Шаромской, в районе бухты Ахонтен; ко вторым — массивы горы Лунтос, р. Жупанки, руч. Кагнисин и массивы Авачинско-Китхойской зоны поднятий. С массивами первого типа ассоциирует медно-молибденовая минерализация, которая представляет чисто минералогический интерес. К массивам, сформированным за счет дифференциации магмы непосредственно в камере, тяготеет ряд полиметаллических рудопроявлений. В результате комплекса геологических работ последних лет представляется, что наиболее перспективным районом в отношении поисков оруденения является Авачинско-Китхойская зона поднятий. На примере рудопроявлений этой зоны показаны особенности генезиса полиметаллической минерализации, ассоциирующей с малоглубинным магматизмом.

Заозерное, Тимоновское, Сарыцинское и Китхойское рудные поля пространственно приурочены к структуре северо-западного простираения — к Авачинско-Китхойской зоне поднятий. В общей схеме геологического строения Камчатки последняя является частью структуры поперечных дислокаций Восточно-Камчатского антиклинория в районе Авачинская бухта — мыс Шипунский [11, 19, 53].

Географически район располагается в центральной части Юго-Востока



Р и с . 1. Схематическая карта расположения района исследований

ной Камчатки и охватывает обширную территорию между Авачинской и Жупановской группой вулканов (рис. 1).

В геологическом строении Авачинско-Китхойской зоны выделяются три структурных яруса: первый — верхнемеловая кремнисто-туфогенная толща; второй — миоценовые вулканогенные образования, прорванные интрузивами основного-среднего состава; третий — верхнеплиоценовые туфопирокластические образования с древнечетвертичными плато-базальтами, перекрытыми средне-верхнечетвертичными и современными вулканитами, приуроченными к краевым пограничным разломам. Миоценовые вулканогенные и интрузивные породы района рассматриваются как единый магматический комплекс, состоящий из двух различных по условиям образования формаций (эффузивной и интрузивной). Главной особенностью этого комплекса является приуроченность целого ряда полиметаллических рудопроявлений (рис. 2) к центрам вулканизма или к субвулканическим интрузиям, сопровождающим формирование вулканитов.

Нижеприводимое описание дается по результатам личных маршрутных пересечений района и анализу фондовых материалов (Б.И. Пийп, С.Е. Апрельков, Б.К. Долматов, Ю.И. Харченко, А.В. Колосков, В.А. Ермаков и др.).

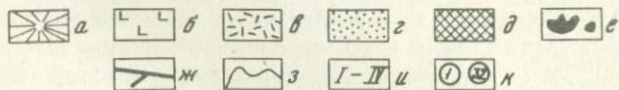
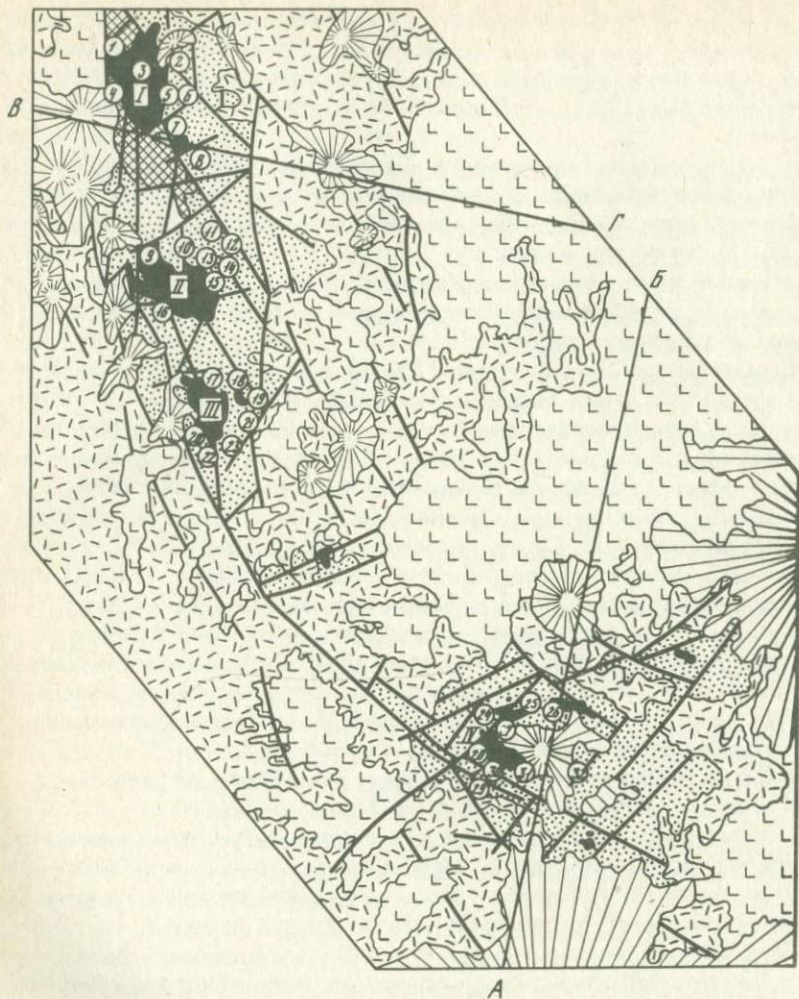
МИОЦЕНОВЫЙ РУДОНОСНЫЙ ИНТРУЗИВНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ

Стратиграфическая схема района представляется следующим образом:

- 1) верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования хозгонской

Р и с . 2. Геологическая карта — схема района работ. Составлена с использованием материалов С.Е. Апрелькова, Ю.И. Харченко, Б.К. Долматова, А.В. Колоскова, В.А. Ермакова

а — современные вулканические образования; *б* — древнечетвертичные базальты; *в* — плиоценовые вулканогенно-пирокластические образования; *г* — миоценовые пропилитизированные вулканогенные образования; *д* — меловые вулканогенно-кремнистые отложения; *е* — миоценовые интрузивные образования; *ж* — тектонические нарушения, *з* — геологические границы; *и* — рудные поля: 1 — Заозерное, 11 — Тимоновское, 111 — Сарыцинское, *К* — Китхойское, *V* — рудопроявления: 1 — Северное, 2 — Скалистое, 3 — Медное, 4 — Заозерное, 5 — Дайковое, 6 — Прямое, 7 — Снежное, 8 — Водораздельное, 9 — Пиритовое, 10 — Последнее, 11 — Тимановское, 12 — Перевальное, 13 — Озерное, 14 — Штокверковое, 15 — Вертикальное, 16 — Левое Авачинское, 17 — Сульфидное, 18 — Водопадное, 19 — Глубокое, 20 — Сарыцинское, 21 — Баранье, 22 — Правое, 23 — Длинное, 24 — Вершина 1200 м, 25 — Правое Китхойское, 26 — Вершинское, 27 — Северное Купольное, 28 — Дальнее, 29 — Лагерное, 30 — Китхойское, 31 — Южное Купольное, 32 — Чистое



свиты (K_2hz); 2) миоценовые вулканиты, представленные образованиями паратунской свиты (N_{1pr}); 3) верхнеплиоценовые пирокластическо-лавовые образования алнейской серии (N_{2al}); 4) древнечетвертичные платобазальты (Q_1); 5) вулканогенные четвертичные и современные образования.

Хозгонская свита верхнемелового возраста, распространенная только на севере района, представлена интенсивно дислоцированной флишевой толщей песчаников, алевролитов, кремнистых и глинистых сланцев с прослоями туфогенного материала.

Паратунская свита миоценового возраста распространена в осевых частях зоны поднятий и является вмещающей толщей интрузивных образований и оруденения района.

На Сарыцинском, Тимоновском и Заозерном рудных полях среди пород паратунской свиты выделены следующие четыре подсвиты.

Туфовая — представлена белесоватыми, очень плотными кристалло-кластическими и литокристаллокластическими туфами и в подчиненном значении — зеленовато-серыми базальтами. В туфах обломки плагиоклазов (андезин), моноклинного и ромбического пироксенов, зеленовато-бурой роговой обманки. Базальты содержат до 15% вкрапленников моноклинного пироксена и плагиоклаза в основной массе (лейсты плагиоклаза, зерна моноклинного пироксена). Мощность до 400 м.

Эффузивная — на рассматриваемом участке представлена двупироксеновыми андезитами, которые содержат до 40–50% вкрапленников плагиоклаза (№ 42–43), ромбического и моноклинного пироксена. Структура основной массы — гиалопилитовая, микролитовая, стекловатая. Текстура миндалекаменная. Мощность 400–500 м.

Эффузивно-пирокластическая — сложена чередующимися туфами, туфобрекчиями, андезитами, базальтами. Мощность ее 500 м.

Игнимбритовая — распространена незначительно, выполняя нижнюю часть разреза паратунской свиты. Мощность ее не превышает 50 м.

На территории Китхойского рудного поля, расположенного в южной оконечности Авачинско-Китхойской зоны поднятий, паратунская свита представлена двумя подсвитами. Для подсвиты туфов андезитового состава и андезитов характерно почти полное отсутствие роговой обманки. Туфы тонкогубообломочные, состава пироксен-роговообманковых андезитов. Содержат до 80–90% обломков кристаллов плагиоклазов, моноклинного пироксена, очень редко роговой обманки, до 10–20% обломков пород. Андезиты этой пачки-крупнопорфировые породы, содержащие до 40–50% вкрапленников плагиоклаза (№ 40–50), моноклинного пироксена. Мощность пачки 300–350 м.

Подсвита туфов, чередующихся с лавами андезитов и базальтов. В основании ее залегают мелкообломочные кристаллолитокластические туфы (до 40 м мощности), переполненные кристаллами роговой обманки. Выше находится горизонт переслаивания зеленовато-серых туфов с редкими потоками роговообманковых андезитов, пироксеновых и оливин-пироксеновых базальтов. Туфы литокристаллокластические, содержат около 30% обломков пород, обломки кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, пироксена. Андезиты темно-серые и зеленовато-се-

рые мелкопорфировые с микрофельзитовой структурой основной массы. Содержат до 30—40% вкрапленников плагиоклаза (№ 35—40) и желто-бурой роговой обманки. Базальты макроскопически черные, темно-серые, содержат не более 15—20% вкрапленников плагиоклаза, моноклинного пироксена, реликтов оливина.

Вулканогенные породы миоцена подвержены аутометаморфическим изменениям. Наибольшие изменения наблюдаются в вулканитах с минералами и пустотами. Изменения выражаются в развитии альбита, эпидота, пренита, кальцита, хлорита, которые относятся к продуктам среднетемпературной пропилитизации [9, 42, 43].

Вулканогенные отложения алнейской серии (верхнеплиоценового возраста) развиты очень широко. Они с угловым несогласием залегают на вулканитах нижнего миоцена. В районе Авачинского поднятия амплитуда тектонических движений в четвертичное время превышает 2000 м [1]. Это привело к полному уничтожению алнейских вулканических центров. В пределах Китхойского поднятия, где величина вертикальных перемещений и соответственно интенсивность эрозионной деятельности несравненно меньше, картируются крупный неогеновый вулкан — Китхойский [1] — или серия вулканических построек неогена [22].

Алнейская серия представлена базальтами, андезитами и переслаивающимися с ними туфами и туфобрекчиями андезитового состава. К низам ее приурочены пирокластические крупноглыбовые брекчиевые образования. Мощность отложений этой серии 1000 м.

По периферии распространения алнейского вулканогенного комплекса в районе фиксируются древнечетвертичные платобазальты, формирование которых происходит на фоне длительного воздымания района и тесно связано во времени с алнейской серией. Платобазальты менее распространены, чем алнейская серия, их центры излияния имели ареальный характер, в ряде случаев наблюдается наследование ими алнейских вулканических центров [22].

Весь вышеописанный геологический разрез района перекрывается вулканогенными образованиями четвертичных и современных вулканов: Вершинский, Дзензур, Ааг, Бакенинг и др. О длительном развитии единого магматического очага и об унаследованности центров вулканизма свидетельствуют данные петрохимических исследований [1].

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные ассоциации пород района полностью соответствуют геологическим формациям, выделяемым в мезо-кайнозойском периоде геологической истории Охотско-Нипонской геосинклинальной области [8].

Итак, вулканогенно-кремнистая формация представлена в районе хозгонской свитой верхнемеловых образований, которые возникли на ранней стадии геосинклинального развития в условиях относительно глубоководного моря.

Формация зеленых туфов в районе сложена вулканитами паратунской свиты миоценового возраста. К тому же времени относится формирование вулканических островов и интрузивов среднего состава.

Лахаровая формация представлена алнейской серией; для нее пока-

зательны пирокластические брекчии вулканического происхождения, туфы и лавы. Образование таких горных пород проходило в условиях интенсивной денудации субазральных вулканов, располагавшихся на подняттии.

Рассматриваемое нами полиметаллическое оруденение в этой схеме приурочено к формации зеленых туфов со свойственными ей субвулканическими интрузивными телами. Гидротермальная минерализация в рассматриваемом районе проявлена с мелового времени до современных травертин Нальчевских термальных источников и имеет отчетливый пик в миоцене, для которого наиболее характерно широкое развитие полиметаллического оруденения. В дальнейшем обсуждаются только магматические образования миоцена и связанная с ними гидро-термальная минерализация.

РЯД ГЛУБИНОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВОВ

В Авачинско-Китхойской зоне поднятий широко проявлен миоценовый интрузивный магматизм, вмещающей средой которого являются вулканы паратунской свиты, а на севере также вулканогенно-кремнистые образования верхнего мела. Все интрузивные образования района относятся к миоценовой габбро-гранодиоритовой формации гранитоидов Камчатки [12], в которой выделяются два типа массивов: сформированных в несколько последовательных фаз внедрения; образованных при одноактном внедрении магмы. В последних многообразие пород обусловлено процессами дифференциации магмы непосредственно в интрузивной камере. К этому, второму типу интрузивных массивов и относятся интрузивы Авачинско-Китхойской зоны поднятий. С юга на север в рассматриваемом районе обнажаются следующие интрузивные массивы: Китхойский, Сарыцинский, Тимановский и Заозерный.

Китхойский интрузив, имеющий субкольцевую форму в плане (с центром в районе г. Купол) [1, 2], вскрывается в тектонически поднятом блоке Нальчевского горста, который является одним из звеньев обширной Авачинско-Китхойской зоны поднятий. Интрузив сложен в основном однообразными разностями порфириовидных лейкократовых габбро-диоритов. Их равномернозернистые разности составляют не более 30% площади выходов и обнажаются в отдельных, наиболее эродированных участках интрузива. Пространственное расположение структурных элементов показывает, что интрузивные породы залегают периклинально, как и вмещающие их отложения паратунской свиты. Контролирующей для данного интрузива является Китхойско-Нальчевская субкольцевая структура, представляющая собой крупное куполовидное поднятие с опущенной центральной частью. К зонам контрастных движений как раз приурочены выходы интрузивных пород.

Интрузив габбро-диоритов р. Сарыцин вытянут в меридиональном направлении и имеет заливчатый, извилистый контакт с вмещающими породами с обилием апофиз и инъекций. Интрузив сложен лейкократовыми равномернозернистыми и порфириовидными габбро, габбро-дио-

ритами, диоритами. По элементам прототектоники это типичный трещинный интрузив, круто погружающийся на запад [29].

Интрузив гранодиоритов верховья р. Тимоновской, овальный по форме, несколько вытянут в меридиональном направлении и имеет неправильные очертания контактов. В его строении принимают участие среднезернистые и порфиоровидные диориты, лейкократовые габбро-диориты и габбро, а также гранодиориты; последние резко подчинены (встречаются в других породах в виде отдельных прожилков — инъекций). Габбро, габбро-диориты и их порфиоровидные фации, на долю которых приходится около 50% площади выходов, локализируются в северной и частично в западной частях массива. Этими разностями очень четко фиксируется приконтактная область, а также области провеса кровли. Расположение структурных элементов довольно сложное, но отражает трещинную природу интрузива, который внедрялся вдоль контактов различных блоков пород. Структурное положение этого интрузива такое же, как и сарыцинского.

Заозерный интрузив гранодиоритов протягивается узкой полосой на 12 км; границы его с вмещающими метаморфогенно-осадочными меловыми и вулканогенными миоценовыми породами неправильные, заливчатые с многочисленными инъекциями и апофизами. В составе этого интрузива выделяются равномернозернистые и порфиоровидные диориты-гранодиориты, порфиоровидные лейкократовые габбро-габбро-диориты, а также равномернозернистые граниты. Наиболее основные разности пород: габбро и габбро-диориты локализируются в приконтактных частях интрузива. Рассматриваемый интрузив трещинного типа является межформационным, так как располагается на границе меловой вулканогенно-кремнистой и миоценовой вулканогенной формаций.

В вышеназванных интрузивах многими исследователями [2, 12, 29, 57] выделяются три субфазы внедрения: 1) габбро и габбро-диориты; 2) диориты, гранодиориты, диоритовые порфириты и микродиориты; 3) граниты.

При сравнении интрузивов Авачинско-Китхойской зоны поднятий устанавливается тенденция перехода от собственно-гипабиссальных к субвулканическим образованиям в следующей последовательности: Заозерный — Тимоновский — Сарыцинский — Китхойский [29]. Этот ряд глубинности становления интрузивов обосновывается следующим образом. Все интрузивы расположены в различно поднятых блоках Авачинско-Китхойской зоны. Для северной части района (интрузив Заозерный) амплитуда поднятия достигает 2000 м, а для южной (интрузив р. Сарыцин) — 1000–500 м [1].

Табл. 1, составленная по материалам Б.К. Долматова [2] и Ю.И. Харченко [57], наглядно свидетельствует о разной глубине формирования рассматриваемых интрузивов. Данные табл. 1 дают представление о мощности разреза паратунской свиты, об относительных мощностях разреза миоцена между кровлей интрузивных тел и подошвой аллейской серии, а также показывают величину предполагаемого эрозийного среза интрузивов для различных участков зоны Авачинско-Китхойских поднятий.

Таблица 1

Глубина становления интрузивов, м

Интрузив	Общая мощность	Мощность разреза между кровлей и подошвой интрузива	Предполагаемая величина эрозионного среза интрузива
Заозерный	1500—1600	1000—1200	1000—1100
Тимоновский и Сарыцинский	900—950	700—750	750—800
Китхойский	700—750	200—300	550—600

Фациальный анализ также наглядно подтверждает мнение о различной глубине становления интрузивных массивов. Результаты анализа сведены в табл. 2, которая показывает соотношение порфировых и равномернозернистых фаций.

Эндоконтактовые фации: микродиориты и диоритовые порфириты широко развиты в Китхойском интрузиве, редко встречаются в Тимоновском и отсутствуют в интрузиве района Авачинских озер. Отдельные субфазы интрузивов рассматриваются нами как форма выражения процессов дифференциации в собственно интрузивной камере или в непосредственной близости от нее. Появление третьей субфазы в Заозерном интрузиве объясняется более медленным остыванием и сравнительно более глубоко зашедшей эволюцией магмы в связи с большей глубиной становления массива.

Анализ особенностей вещественного состава интрузивных массивов показывает, что при переходе от приповерхностного Китхойского к наиболее глубинному Заозерному происходит закономерное изменение состава пород: появляются дополнительные, все более кислые магматические дифференциаты. В приповерхностном Китхойском интрузиве образуются ассоциации пород с безводными темноцветными минералами (орто- и клинопироксены); с увеличением глубины формирования последние вытесняются роговой обманкой и биотитом (Тимоновский

Таблица 2

Фациальный состав интрузивов

Интрузив	Площади выходов фаций к общей площади интрузива, %	
	равномерно-зернистого	порфирового
Китхойский	20	80
Тимоновский	40	60
Заозерный	70	30

Р и с. 3. Вариационные кривые составов плагиоклазов интрузивных пород Авачинско-Китхойской зоны [13].
Интрузивы:

а — Китхойский, б — р. Сарыцин, в — р. Тимоновской, г — Авачинский.
1—3 — субфазы

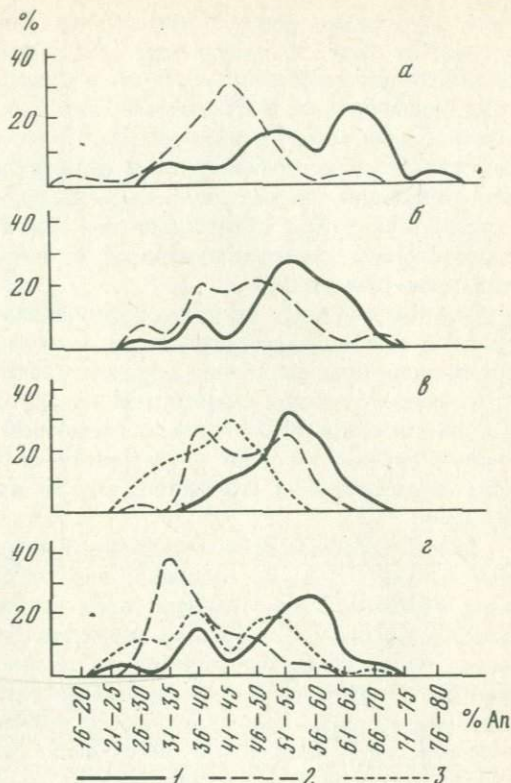
и Заозерный интрузивы). Подобные особенности состава гранодиоритов объясняются различным давлением флюидов при кристаллизации магматических тел на разных глубинах [40].

Массовые замеры углов оптических осей (2V) плагиоклазов применены для характеристики рассматриваемых интрузивных массивов (рис. 3). Намечается тенденция уменьшения значений 2V плагиоклазов сходных по основности петрографических разностях пород при переходе от Китхойского интрузива к Заозерному, т.е. с глубиной формирования интрузивных тел [13].

Разнообразная морфология кварц-полевошпатовых сростаний тоже свидетельствует о неодинаковой глубинности становления интрузивов. Так, в Китхойском интрузиве распространены весьма тонкие микрографические и псевдосферолитовые сростания; в Тимоновском и Сарыцинском интрузивах развиты сравнительно грубые микропегматитовые сростания кварца и полевого шпата, а в Заозерном — подобные сростания не встречаются, но зато появляются сростания типа мирмикитов.

Ряд глубинности становления интрузивных тел подтверждается также закономерным возрастанием роли окисного железа во всех разностях пород при переходе от более глубинных к приповерхностным образованиям.

Кратко описанные магматические (вулканогенные и интрузивные) горные породы миоцена следует рассматривать в качестве парагенетически взаимосвязанных фаций, являющихся производными единого магматического очага [1], развивающихся в пределах единой геотектонической структуры и в течение единого этапа тектоно-магматического цикла [11]. Эти сообщества обнаруживают единство петрографических, петрохимических и металлогенических признаков, и, несмотря на далеко зашедшую дифференциацию, разделяющую крайние члены этого



ряда, они связаны в некоторых случаях постепенными переходами интрузивных фаций в эффузивные [29]. Причем при более детальном рассмотрении комагматичности этих образований в связи с глубиной формирования интрузивных массивов выделяются три типа взаимоотношений между эффузивными и интрузивными фациями в зависимости от структурных условий формирования последних. Это интрузивы: имеющие переход в вулканыты (Китхойский); не имеющие переходов в вулканыты, с которыми они комагматичны (Сарыцинский и Тимоновский); межформационные, не имеющие прямой связи с вулканытами (Заозерный).

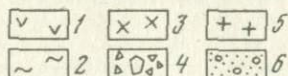
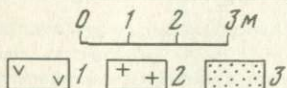
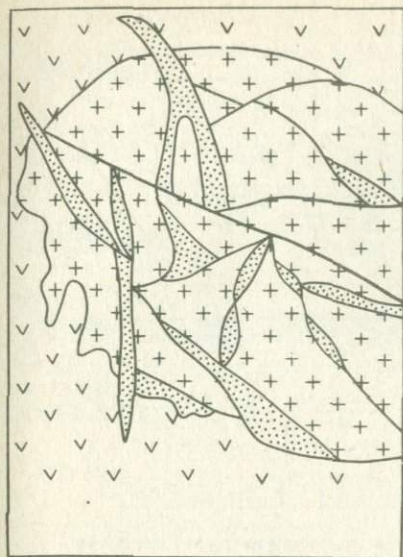
Для Китхойского, наиболее близповерхностного, субкольцевого интрузива, выполняющего структуру центрального типа, характерны зоны эруптивных брекчий. В них обломки габброидов первой субфазы имеют размер от первых сантиметров до 0,6–0,7 м и сцементированы более лейкократовым материалом следующей субфазы (рис. 4). Эруптивные породы тяготеют к контактам интрузива, но встречаются также и во внутренних его частях, вблизи крупных тектонических нарушений.

Важной особенностью Китхойского интрузива являются эруптивные центры [29]. Один из подобных центров был детально изучен в южном, наименее эродированном блоке данного интрузива. В 600-метровом вертикальном обнажении зафиксирован постепенный переход от резко порфиroidных диоритов собственно-интрузивной фации к андезитам и андезито-базальтам эндоконтактовой фации, которые в виде крупной апофизы прорывают толщу вулканогенных образований паратунской свиты (рис. 5). В самых верхах разреза вокруг апофизы появляется ореол плохо сортированных по размерам обломочных пород, залегающих среди туфов паратунской свиты. Состав, структура и текстура материала обломков идентичны породам апофиз. Эти грубообломочные породы очень быстро выклиниваются. Вышеописанные образования характерны для экструзивных фаций [31].

Для Тимоновского и Сарыцинского интрузивов, выполняющих трещинные структуры, не обнаружено конкретных переходов к эффузивным фациям, но пространственная связь и комагматичность интрузивов с вулканытами вполне очевидны.

Заозерный интрузив (крайний в ряду глубинности), выполняет также структуру трещинного типа. Этот интрузив в отличие от вышеуказанных является межформационным и инъецирует нижнепаратунские вулканыты и кремнисто-вулканогенные образования хозгонской свиты. Взаимоотношения интрузивных и эффузивных фаций зависят от вмещающих структур и глубины формирования интрузивных серий.

Особенностью миоценового рудоносного интрузивно-вулканического комплекса Авачинско-Китхойской зоны поднятий являются переходы интрузивных фаций в эффузивные, их пространственная и временная связь. Установлено первоначальное излияние эффузивов с пирокластическим материалом и последующее возникновение интрузивно-вулканогенных образований. Так, в менее эродированных участках (Китхойское рудное поле) обнаружен переход интрузивов в верхне-паратунские



Р и с. 4. Характер взаимоотношений между породами первой и второй субфазы Китхойского массива (зарисовка Ю.И. Харченко)

1 — андезиты паратунской свиты; 2 — габбро, 3 — диориты, габбро-диориты

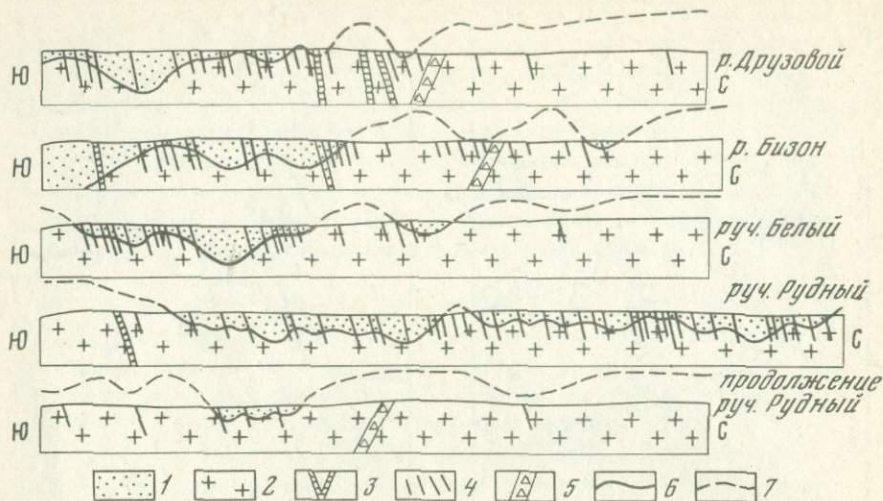
Р и с. 5. Зарисовка верхней части апофизы (в разрезе) на юге Китхойского массива (по А.В. Колоскову). Апофиза заканчивается "эруптивным центром" среди образований верхов разреза паратунской свиты

1 — туфогенные образования паратунской свиты; 2 — порфириновые диориты и диоритовые порфириды апофизы интрузивного массива; 3 — андезиты и андезито-базальты эндоконтактной фации той же апофизы; 4 — андезиты и андезито-базальты паратунской свиты; 5 — обломочные фации андезитов, андезито-базальтов и диоритовых порфиритов апофизы; 6 — делювиальное отложение

эффузивы. На территории Авачинского поднятия, где процесс эрозии более глубокий, подобных переходов не встречено. Но близость состава эффузивов и интрузивных образований, петрохимическая, геохимическая, пространственная и временная связь их позволяют выделить на территории Авачинско-Китхойской зоны поднятий единый миоценовый рудоносный интрузивно-вулканический комплекс [34].

СВЯЗЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Остановимся на фактах, которые позволяют в какой-то степени судить о связи оруденения с формированием интрузивной фации интрузивно-вулканогенного комплекса Авачинско-Китхойской зоны поднятий. Выше было показано существование нескольких частных слу-



Р и с. 6. Приуроченность кварц-сульфидных тел к контакту интрузии диоритов. Геологические разрезы Китхойского рудопроявления

1 — туфы и лавы андезитов миоцена, 2 — диориты, микродиориты и диоритовые порфириты, 3 — мощные кварц-сульфидные жилы, 4 — прожилки кварц-сульфидного состава, 5 — зоны дробления, сцементированные кварц-сульфидным материалом, 6 — контакт интрузивных образований, 7 — предполагаемый контакт интрузивных тел в эродированной части разрезов

чаев взаимоотношений вулканитов с интрузивными субвулканическими образованиями в зависимости от глубины становления последних. Изменения в формировании оруденения на фоне ряда глубинности становления субвулканических интрузий отражает связь оруденения с конкретными субвулканическими массивами, имеющими различную глубину становления.

Приуроченность полиметаллических гидротермальных проявлений к интрузивным диоритам, образующим близповерхностные, так называемые малые интрузивы, известна во многих рудных месторождениях мира [6, 31, 63 и др.]. Рудные проявления в пределах изученной зоны поднятий размещены около интрузивов миоцена. Рудные проявления представлены жилами, штокверками, зонами дробления с прожилковым и гнездово-вкрапленным оруденением и тяготеют к выходам субвулканических интрузивов, их апикальным частям.

Пространственная связь оруденения с интрузивами выявляется на геологической карте-схеме расположения интрузивных образований и рудопроявлений района (см. рис. 2). Оруденение жильного характера приурочено к пологому контакту интрузивов с вмещающими породами или к провесам кровли, причем основная масса рудных тел находится во вмещающих породах-вулканитах. В последних кварц-сульфидные жилы не встречены на расстояниях, превышающих несколько сотен метров от контакта интрузивов. Внутри интрузивов рудная минерализация сосредоточивается наиболее часто вблизи крупных ксе-

Таблица 3.

Содержание элементов-примесей в турмалине*

Турмалин	Количество анализов	Характерные содержания, %			
		Mn	Pb	Ga	V
Жильный	19	0,100	0,01	0,007	0,04
Аксессуарный	10	0,080	0,009	0,004	0,035

*Анализы выполнены в спектральной лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Аналитик — А. М. Сапожникова.

Таблица 3 (окончание)

Турмалин	Количество анализов	Характерные содержания, %				
		Cu	Cr	Sr	Ti	Zr
Жильный	19	0,0002	0,007	0,01	0,3	0,07
Аксессуарный	10	0,0003	0,007	Сл.	0,4	0,06

нолитов вмещающих пород — вулканитов. Для метасоматического оруденения, контролируемого тектоническими нарушениями и связанного с зонами развития вторичных кварцитов, характерен большой разнос относительно проявлений интрузивного магматизма, но тем не менее отчетливо видно пространственное тяготение метасоматитов к выходам интрузивных массивов.

Тесная возрастная перемежаемость рудных образований с дайками андезито-базальтов, которые генетически связаны с формированием интрузивов диоритов, служит доказательством связи проявлений минерализации с миоценовым магматизмом. Примером, иллюстрирующим подобное заключение, является рудопроявление Вершина 1200 м, где турмалин-кварцевая жила пересекается дайкой андезито-базальтового состава. На рудопроявлении Китхойском прожилки гребенчатого кварца пересекают дайки того же состава.

В целом для Авачинско-Китхойской зоны верхней временной границей интрузивной деятельности является формирование отложений алнейской серии, в базальных слоях которой встречены гальки диоритов и вторичных кварцитов миоцена. Жильные рудные проявления не распространяются в отложениях алнейской серии (рудопроявление Сульфидное, рудопроявление Вершинское), а близость возраста магматических пород и ассоциирующих с ними пространственно рудных тел является достаточно убедительным критерием их связи [55].

В ряду глубинности становления интрузивов Авачинско-Китхойской зоны поднятий жильные проявления тяготеют непосредственно к контакту интрузивов с вмещающими породами (рис. 6). Таким образом,

Таблица 4

Характерное содержание элементов-примесей в минералах и горных породах, %*

Определе- ние пробы	Число опре- деле- ний	Be	Mn	Pb	Ga	V
Пирит	43	—	0,15	1,0	—	0,0005
Галенит	29	—	0,003	n	—	—
Сфалерит	31	—	0,1	0,01	—	—
Кварц III	27	0,0065	0,006	0,03	—	0,007
" IV	35	0,001	0,05	0,01	0,001	—
" V	5	0,003	0,01	0,03	—	—
Кварц-тур- малино- вый прожи- лок	5	—	0,15	0,4	0,007	0,04
Кварц-эпи- дотовый прожилок	9	—	0,6	0,3	0,003	0,013
Кварц-сульфид- ный прожи- лок	10	0,001	0,6	n	0,0015	0,0045
Прожилок гребенчато- го кварца	15	0,0065	0,05	1,0	—	0,0007
Кварц-кар- бонатный прожилок	8	0,001	1,0	0,05	—	—
Аргиллизит	6	—	0,05	0,05	0,001	0,0007
Опалит	18	0,0005	0,15	1,0	0,0015	0,01
Моноквар- цит	5	0,0015	0,1	0,1	0,003	0,013
Диорит	21	—	0,03	0,005	0,001	0,04
Габбро- диорит	19	—	0,1	0,01	0,003	0,001
Андезиты	34	—	0,05	0,003	—	0,0003
Дайка ан- дезитовых порфиринов	3	0,0005	0,1	0,02	0,003	0,013

*Анализы выполнены в спектральной лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Аналитик — А.М. Сапожникова.

ряд глубинности, показанный выше для интрузивных образований, также справедлив для рудных образований района. Интрузивные и гидротермальные образования формировались на сравнимых глубинах, что служит одним из критериев связи рудопроявления с субвулканическими интрузивами [33, 34, 55, 56].

Cu	Ag	Zn	Ti	Cr	Sr	Ba
1,0	0,01	0,1	0,01	0,001	0,003	0,01
0,1	0,1	1,0	—	—	0,01	0,01
0,05	0,01	<i>n</i>	Сп.	0,001	—	—
0,002	0,0003	0,03	0,005	0,006	0,01	0,5
0,003	0,0003	0,003	0,005	0,001	—	0,01
0,0003	—	—	—	0,003	0,003	0,005
0,005	—	—	1,0	0,007	0,01	—
0,01	0,005	0,08	0,6	0,03	0,05	1,0
0,3	1,0	1,0	0,3	—	0,01	1,0
0,02	0,0005	0,03	0,2	0,001	—	—
0,0005	—	—	0,02	0,001	1,0	0,04
—	0,0003	—	—	0,03	—	—
0,01	0,01	0,03	0,7	0,015	0,05	0,2
0,008	0,1	0,5	1,0	0,002	0,007	1,0
0,0003	0,0003	0,01	1,0	0,02	0,05	0,1
0,0006	—	0,025	1,0	0,02	0,09	0,5
0,0009	—	0,09	0,1	0,007	0,007	0,5
0,002	0,0003	0,01	1,0	0,02	0,01	1,0

Зональность расположения гнездово-вкрапленных метасоматических рудопроявлений относительно интрузивов выражается в большем удалении рудных проявлений от интрузивных массивов в северной части зоны поднятий (более глубинные условия становления интрузивов) и в том, что с субвулканическими интрузивами связаны поля вторич-

Таблица 5

Среднее содержание золота в породах Авачинско-Китхойской зоны поднятий, %*

Определение породы:	Число определений	Рудопроявление (см. рис. 1)	Среднее содержание золота, 10^{-7}
Гранодиориты	2	4	5,0
"	2	20	4,2
"	1	11	6,5
Диориты	3	11	6,3
"	4	20	5,9
Диориты (микродиориты)	3	30	7,6
Габбро-диориты	5	11	9,2
"	7	30	8,2
Андезиты	3	20	4,3
"	3	30	4,8
Андезито-базальты	1	30	2,3

*Анализы на золото выполнены в ЦНИГРИ (г. Тула) методом нейтронной активации (по материалам автора). Чувствительность метода $n \cdot 10^{-9}\%$. Аналитик — С.П. Попков.

ных кварцитов, а с гипабиссальными — более локальные трещинные зоны, выполненные образованиями более глубинных их фаций. Подобное расположение рудных образований относительно магматических массивов, вероятно, является важным признаком, указывающим на тесную связь рудопроявлений с магматическими породами.

Все рудные образования рассматриваемого района представлены полиметаллическими проявлениями, которые повторяются во всей зоне поднятий и пространственно тяготеют к определенным магматическим образованиям — интрузивам габбро-диоритов. Эта повторяющаяся ассоциация определенных рудных образований с определенными интрузивами также указывает на наличие связи оруденения с интрузивами [55].

Отмечается пространственная локализация дайковых тел на участках с интенсивным развитием минерализации; это, если учесть их близость по возрасту, указывает на общность путей движения гидротермальных растворов и последних магматических внедрений [63]. Рудные жильные образования и дайки на Китхойском рудопроявлении выполняют подобные структуры, что подтверждают диаграммы, составленные по результатам замеров простираний дайковых тел и гидротермальных жил.

Наличие турмалина — одного из главных минералов первой стадии формирования жильных рудопроявлений и аксессуарного минерала интрузивных пород, а также сфена и апатита, встречающихся и в рудных телах, свидетельствует о тесной связи гидротермального процесса с формированием интрузивов диоритов. Необходимо отметить бо-

лее широкое распространение акцессорного турмалина в гипабиссальном Заозерном интрузиве, к которому пространственно тяготеют жильные рудопроявления с интенсивно выраженной кварц-турмалиновой стадией рудного процесса.

Турмалин акцессорный и встречающийся в кварц-турмалиновых прожилках представлены шерлом ($n_e - 1,635$, $n_o - 1,667$). Спектральный анализ (табл. 3) показывает идентичность содержаний элементов-примесей.

Для суждений о связи гидротермальных проявлений с интрузивной деятельностью немалое значение имеет состав элементов-примесей в различных интрузивных породах, гидротермальных проявлениях и отдельных минералах из этих образований [63]. Данные анализов показывают общность состава элементов-примесей как в гидротермальных образованиях, так и во вмещающих их интрузивных породах. Причем набор компонентов-примесей особенно полно сохраняется в образованиях, наиболее близких в возрастном отношении, — дайках порфиритов и гидротермалитах (табл. 4).

Известен повышенный кларк золота в миоценовых интрузивах Центральной Камчатки, особенно в краевых частях массивов миоценовой формации гранитоидов [62]. Имеющиеся в нашем распоряжении радиоактивационные анагизы на золото (табл. 5) подтверждают относительно повышенное его содержание в миоценовых габбро-гранодиоритовых субвулканических интрузивах. Повышенный кларк золота вероятен и в миоценовых субвулканических образованиях среднего состава рассматриваемого района Юго-Восточной Камчатки.

Описание условий локализации рудопроявлений исследованной территории дает возможность видеть четкую связь между оруденением и интрузивными массивами, хотя она очень сложна и, по-видимому, зависит от конкретных условий формирования последних. Рассматриваемые интрузивы и вмещающие их вулканиты являются дифференциатами неглубоких магматических очагов [12] и представляют собой сложные интрузивно-вулканогенные комплексы. Потенциально рудодносными являются вулканогенные и интрузивные образования, которые обязаны своим возникновением относительно неглубоко расположенному дифференцированному очагу [34, 56]. Суммирование материалов по рудопроявлениям района заставляет допустить, что закономерности размещения рудопроявлений определяются и тектоническими факторами, поэтому нет оснований трактовать связь оруденения с интрузивами как генетическую, более обоснованно можно говорить о парагенетическом их взаимоотношении.

Парагенетическая связь полиметаллических рудопроявлений с субвулканическими интрузивами позволяет предполагать, что для гидротермалитов источником рудных элементов являются диориты миоцена, причем мобилизация металлов гидротермальными растворами происходит после раскристаллизации расплава в процессе постмагматических изменений [36]. Источники растворов и их первоначальный состав остаются проблематичными. Ими могут быть вмещающие расплав породы на глубинах более 6 км [26].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Геолого-структурные особенности проявлений минерализации, морфология рудных тел, стадийность процесса минералообразования и минеральные парагенезисы, текстуры и структуры руд, химический и минеральный состав проявлений минерализации важны для решения вопросов генезиса гидротермального оруденения. Особенно важен анализ фактических данных, помогающих косвенным путем выяснить физико-химические условия формирования полиметаллической минерализации.

Рудогенетические исследования проводились в сопоставлении с данными по рудообразованию, связанному с вулканизмом в других, более изученных районах развития вулканогенных образований.

Близповерхностные полиметаллические месторождения, подобные изучаемым нами, известны в настоящее время в Тихоокеанском и Средиземноморском вулканогенных подвижных поясах. В Средиземноморском они широко развиты в пределах Советского Союза — это Береговский и Вышковский районы в Закарпатье, Севано-Амассийская и Аджаро-Триалетская металлогенические зоны на Малом Кавказе. В Азиатском секторе — это месторождения Восточно-Азиатского тектоно-магматического пояса и внутренней зоны альпид. В американском секторе подобные месторождения известны в провинциях Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо и Скалистых гор, а также в вулканогенных поясах, прилегающих к береговым альпидам Северной и Южной Америки [50]. В советском секторе Тихоокеанского пояса полиметаллические месторождения известны в Охотско-Чукотском и Восточно-Сихотэ-Алиньском вулканогенных поясах, а также на Курильских островах и Камчатке.

При анализе полученного материала нами использованы положения, выдвинутые в свое время Ю.А. Билибиным, В.Н. Котляром, В.И. Смирновым, М.А. Фаворской, Е.К. Устиевым, М.М. Василевским, А.А. Сидоровым, С.И. Набоко, В.В. Аверьевым и другими исследователями, занимающимися проблемами образования гидротермальной минерализации молодых подвижных зон.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

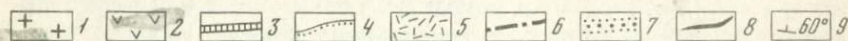
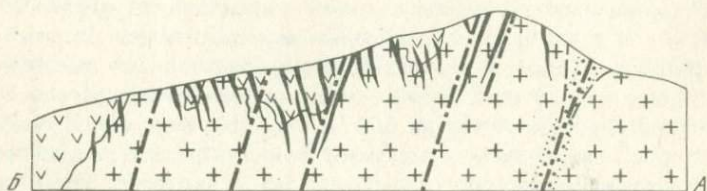
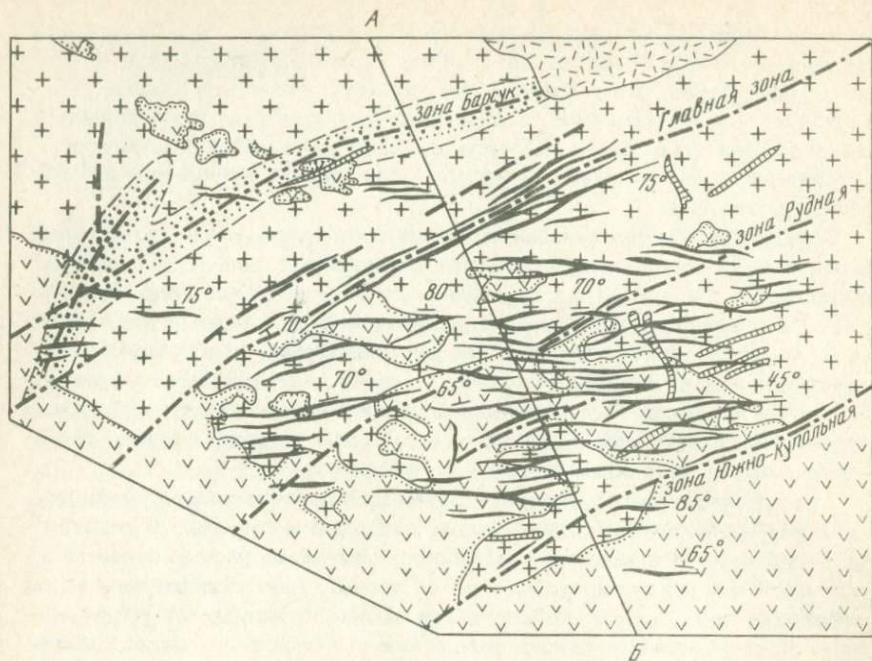
Тектонические нарушения района имеют главным образом северо-западное простирание, прослеживаются они на несколько десятков километров. Крупные нарушения сопровождаются более мелкими — широтного и северо-восточного простирания. Эта система разломов конт-

ролирует проявления магматизма района, с которыми парагенетически связано полиметаллическое оруденение. Своеобразная структурная позиция рассматриваемого участка земной коры позволяет объяснить сложность его тектонического строения. Для магматических образований района характерны два типа вулкано-тектонических структур: трещинный и центральный, — которые осложнены нарушениями более мелкого порядка.

Оруденение в структурном отношении контролируется дизъюнктивными нарушениями, пересекающими интрузивные тела и эффузивные образования миоцена. По структурному положению все гидротермальные образования миоцена района подразделяются на две группы: рудные тела, связанные с локальными дизъюнктивами (в основном жильные гидротермальные образования); рудные зоны, связанные с крупными, тектонически ослабленными зонами трещиноватости и брекчирования (рудопроявления, связанные с зонами гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов).

Ниже приводится структурная характеристика некоторых рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятий. Структура Китхойского проявления в основном определяется четырьмя нарушениями северо-восточного простирания (рис. 7), по которым происходили неоднократные подвижки. Рудопроявление имеет блоковую структуру, которая хорошо выявляется по смещениям контактов интрузива диоритов. Нарушения имеют сложное строение: представляют собой систему полостей и зон дробления, выполненных минерализацией различных стадий процесса рудообразования. Мощность этих зон на некоторых участках достигает 20 м. Падение — крутое, на юго-востоке до 80° . Главная зона прослеживается на 500 м при мощности 5—10 м. Раздвухи по простиранию на близком расстоянии переходят в маломощные, параллельно вытянутые, ветвящиеся жилы, которые затем сходятся в одну жильную зону. Кроме этой зоны к разряду северо-восточных нарушений относятся зоны дробления Барсук, Рудная и Южная Купольная, которые характеризуются принципиально тем же строением, что и зона Главная. Перемещения по поверхности этих сложных нарушений привели в итоге к тому, что юго-восточные блоки испытали поднятие по отношению к северо-западным. Суммарная амплитуда перемещения по вертикали непостоянна и достигает 50 м на юго-восточном фланге рудопроявления по нарушению Южному Купольному. Цифрами того же порядка измеряются и горизонтальные перемещения.

Минерализованные тела, выполняющие эти зоны дробления, часто сопровождаются зеркалами скольжения, испещренными многочисленными штрихами и бороздами, свидетельствующими о взбросо-сдвиговом характере перемещений. Вторая система разрывных нарушений, играющая важную роль в структуре рудопроявления и в размещении жильной минерализации, имеет субширотное простирание при падении на север под углами $40-80^\circ$, они наиболее многочисленны на рудопроявлении, но распространены далеко не равномерно, резко сгущаясь на центральном и юго-восточном участках в пределах эродированно-



Р и с. 7. Геологическая карта-схема Китхойского рудопоявления

1 — интрузив диоритов, габбро-диоритов, микродиоритов и диоритовых порфири-
 тов, 2 — туфы и лавы андезитов и андезито-базальтов миоцена, 3 — дайковые
 тела диоритовых порфиритов, 4 — зона приконтактового ороговикования, 5 —
 образования вулкана Купол; дациты и их туфы, 6 — тектонические нарушения,
 7 — зоны интенсивно измененных пород формации вторичных кварцитов, 8 —
 кварц-сульфидные жильные тела, 9 — элементы залегания

го провеса кровли интрузии диоритов. На северо-восточном фланге минерализованные прожилки субмеридионального простирания расположены настолько близко друг к другу, что образуют штокверковую зону.

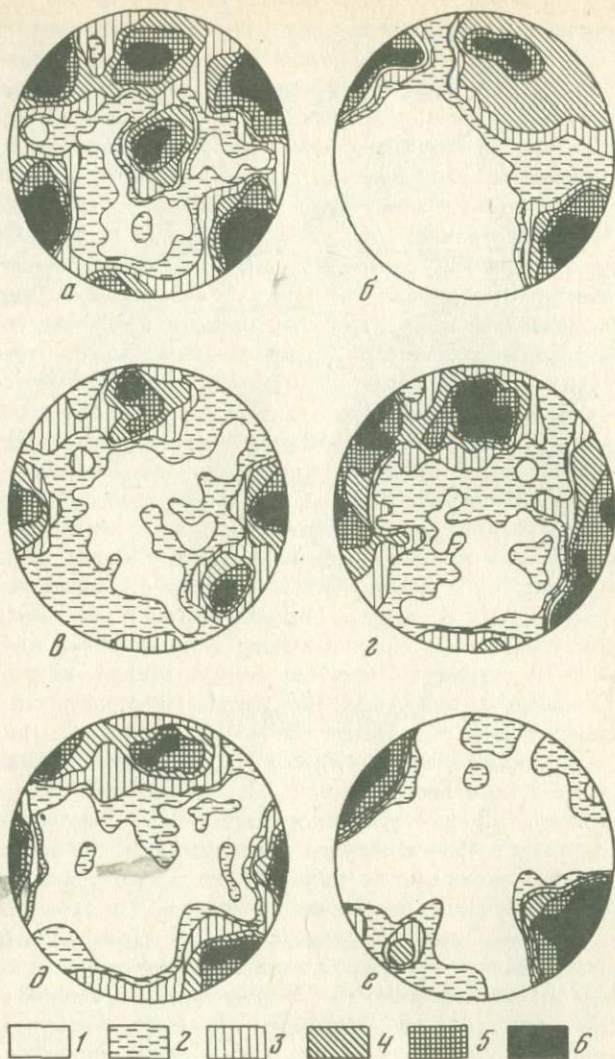
Нарушения выполнены в основном кварц-сульфидными жилами или брекчиями, сцементированными кварц-сульфидным материалом. Мощность их достигает 1 м. Перемещений по нарушениям этой системы практически не происходило, хотя в некоторых случаях таковые и фиксируются, но не превышают одного-двух метров.

Третьей системой тектонических нарушений, выполненных кварц-сульфидной минерализацией, являются трещины субмеридионального простирания. Распространены они главным образом в центральной части проявления. Падение их вертикальное. Значительных смещений в плоскости этих нарушений практически не обнаружено, хотя дробление проявлено интенсивно. Для всех систем тектонических нарушений Китхойского рудопроявления характерно выклинивание как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Жильные тела приурочиваются к эндо- и экзоконтакту интрузива диоритов. Проведенный на рудопроявлении анализ трещинной тектоники показывает, что трещины, выполненные минерализацией, приоткрывались в результате горизонтальных движений по северо-восточным нарушениям. Причем трещиноватость унаследована — в диоритах открывались прототектонические трещины. План деформации изменялся в процессе минералообразования, но тем не менее простирания всех типов прожилков укладываются в основные максимумы трещиноватости диоритов (рис. 8).

Основной рудоконтролирующей структурой рудопроявления Дальнего является нарушение северо-восточного простирания (рис. 9) с крутым падением на юго-восток. Здесь наблюдаются жилы, выполняющие трещины широтного и меридионального простирания. Жильная минерализация тяготеет к экзо- и эндоконтактовой зоне интрузива диоритов. Для трещинных зон характерно выклинивание как по простиранию, так и по падению. Подобная приуроченность кварц-сульфидных жил к локальным тектоническим нарушениям характерна и для рудопроявлений: Южное Купольное, Северное Купольное, Лагерное, Вершина 1200 м, Водопадное, Глубокое, Сульфидное, Тимановское, Штокверковое, Вертикальное, Озерное, Медное, Скалистое и др.

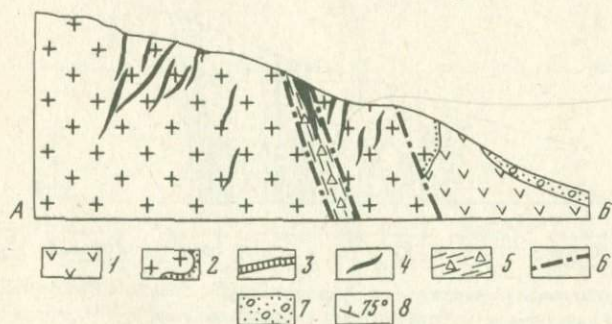
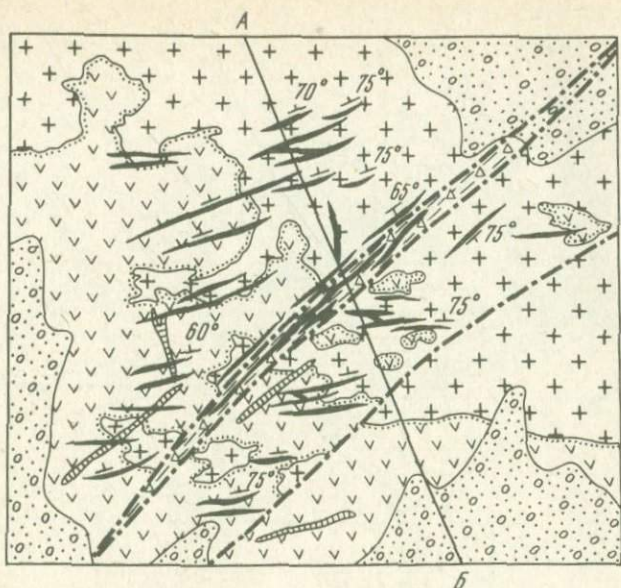
Рудопроявление Правое Китхойское приурочено к системе крупных зон трещиноватости северо-западного простирания, к которой также приурочены и незначительные по размерам штоки интрузивных пород. Непосредственно на участке рудопроявления характер зоны трещиноватости более сложный. Здесь картируются три крупных зоны дробления, обусловившие появление четырех блоков измененных пород формации вторичных кварцитов (рис. 10). Нарушение на северном фланге рудопроявления представлено зоной брекчирования, а на южном — зоной интенсивного рассланцевания пород. Нарушения являются крутопадающими. К этим трем зонам приурочены тела монакварцитов с гнездово-вкрапленным оруденением.

Рудопроявление Пиритовое приурочено к двум пересекающимся крупным нарушениям, по которым проходит тектонический контакт между интрузивным массивом диоритов и вулканитами миоцена (рис. 11). Нарушения представляют собой крутопадающие зоны дробления и рассланцевания пород. Прослеживаются они на несколько километров при мощности до 50 м. Гидротермально-измененные породы тяготеют к участку пересечения этих зон дробления. К этому интервалу приурочено и гнездово-вкрапленное оруденение. К подобным протяженным тектоническим нарушениям, пересекающим весь разрез миоценовых вулканитов, приурочены и другие рудопроявления района: Вер-



Р и с. 8. Диаграммы структурной ориентировки различных образований Китхойского рудопоявления

a — трещиноватость в диоритах (275 замеров); *б* — дайковые тела различного состава (32 замера); *в* — прожилки кварц-эпидотового состава (182 замера); *г* — прожилки кварц-сульфидного состава (197 замеров); *д* — прожилки гребенчатого кварца (214 замеров); *е* — прожилки кварц-карбонатного состава (54 замера); частота встречаемости: 1 — 0,5%, 2 — 1,5–0,5%, 3 — 3–1%, 4 — 5–3%, 5 — 7–5%, 6 — 7%.

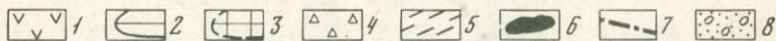
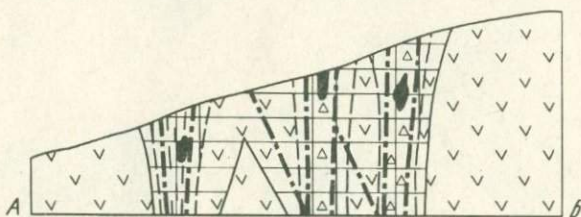
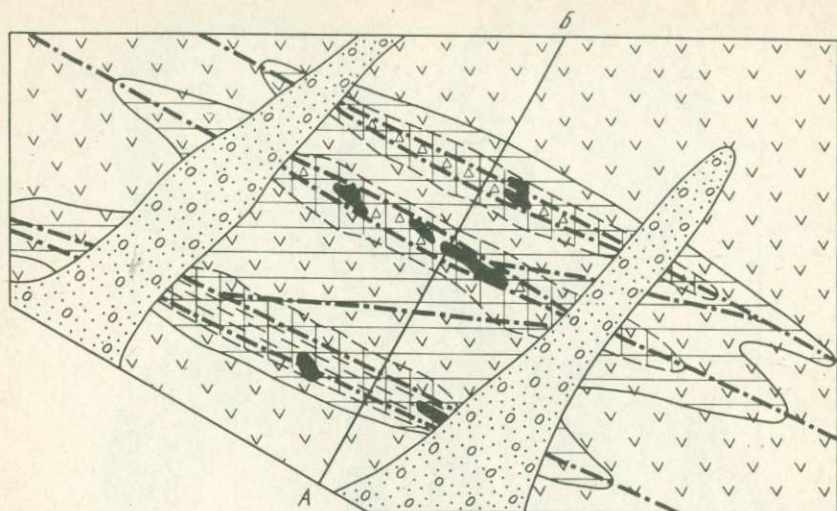


Р и с. 9. Геологическая карта-схема рудопроявления Дальнего

1 — туфы и лавы андезитов и базальтов миоцена, 2 — интрузии диоритов с развитием диоритовых порфиров в приконтактовой зоне; 3 — дайковые образования диоритовых порфиров, 4 — кварц-сульфидные и кварц-карбонатные жилы, 5 — зоны дробления и расланцевания, 6 — тектонические нарушения, 7 — рыхлые четвертичные образования, 8 — элементы залегания

шинское, Длинное, Правое, Пиритовое, Последнее, Северное, Прямое, Снежное и др.

Для рудопроявлений, которые контролируются локальными структурами, характерны незначительные размеры как по горизонтали, так и по вертикали — это типичные жилы выполнения полостей с четкими и резкими контактами с вмещающими породами (рудопроявления Китхойское, Северное Купольное, Лагерное и др.). Рудопроявления второго типа контролируются зонами расланцевания и брекчирования, насыщенными мелкими тектоническими нарушениями разнообразных направлений, среди которых обычно преобладают нарушения, совпа-

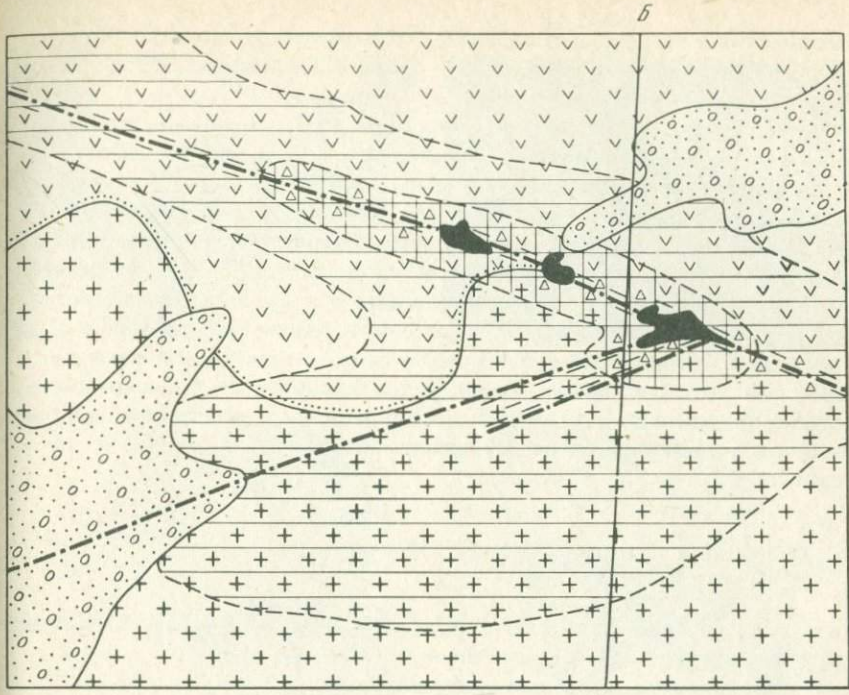


Р и с. 10. Геологическая карта-схема рудопроявления Правого Китхойского

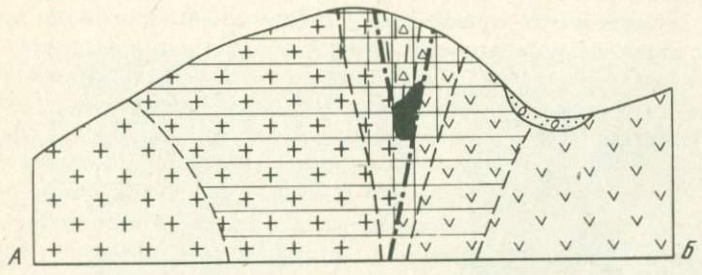
1 — туфы и лавы андезито-базальтового состава миоцена, 2 — подзона опалитизации, 3 — подзона монокварцитов, 4 — зона дробления пород, 5 — зона трещиноватости и рассланцевания пород, 6 — интервалы гнездово-вкрапленного оруденения, 7 — тектонические нарушения, 8 — современные рыхлые образования

дающие с общим простиранием этих тектонически ослабленных зон (рудопроявление Правое Китхойское). Часто рудопроявления приурочены к тем же крутым нарушениям, которые контролируют и интрузивные массивы диоритов (рудопроявление Правое Китхойское, Последнее и др.). Эти зоны нарушений имеют значительную мощность, достигающую иногда десятков метров. В них породы интенсивно перемяты и изменены, внутреннее строение этих зон очень сложное.

Рудоконтролирующие структуры обусловлены появлением в период формирования купольных поднятий крупных нарушений и ослабленных зон трещиноватости, по которым внедрялись интрузивы и изливались эффузивы [29] наряду с динамическим воздействием интрузивных масс на вмещающие породы и изменением объема остывающих рудоносных интрузивов.

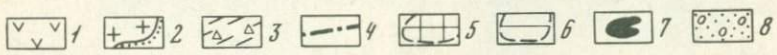


А



А

Б



Р и с. 11. Геологическая карта-схема рудопроявления Пиритового

1 — туфы и лавы андезито-базальтового состава миоцена, 2 — интрузии диоритов с эндоконтактовой зоной ороговикования, 3 — зоны дробления и расщепления, 4 — разломы, 5 — зона интенсивного окварцевания и пиритизации, 6 — зона кварц-слюдистых кварцитов, 7 — участки развития гнездового-вкрапленного оруденения, 8 — современные рыхлые отложения

При этом гидротермальные тела, возникшие в трещинных системах в результате изменения объема остывающих интрузивов, как правило, накладываются на трещинные структуры, связанные с формированием поднятий и внедрением интрузивов района. В период формирования купольных поднятий и внедрения интрузивов создавались лишь

благоприятные условия для дальнейшего развития оруденения, которое в рассматриваемом районе тесно связано и зависит от морфологии и пространственной ориентировки интрузивов.

Рудопроявления метасоматического характера приурочены к протяженным и мощным зонам трещиноватости и брекчирования, в которых изменение плана деформаций не имело большого значения. Они унаследовали структуры, заложившиеся еще в период формирования зоны поднятий, затем непрерывно подновлявшиеся. Нарушения прослеживаются через весь разрез миоценовых вулканитов. В момент формирования минерализации они имели сообщение с существовавшей поверхностью. Жильные рудные тела приурочены к локальным трещинным структурам, которые образовывались в связи с остыванием магматических тел. Это в основном трещины контракционного происхождения, которые приурочены к эндо- и экзоконтактной зоне интрузивных массивов и в момент появления минерализации не имели выхода на поверхность.

СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

В вопросе о последовательности гидротермального минералообразования в настоящее время нет единого мнения. Одни исследователи утверждают пульсационное поступление растворов и прерывистое отложение рудных компонентов в жилах. Странники другой точки зрения предполагают существование единой волны дифференцирующихся во времени растворов, из которых идет процесс образования минералов.

Фактический материал по гидротермальным образованиям Авачинско-Китхойской зоны поднятий показывает, что большинство рудопоявлений имеет ярко выраженную прерывистость в процессе минералообразования, которая фиксируется по пересечениям и дроблению прожилков различного состава (рис. 12). Помимо продуктов прерывистого процесса минералообразования, на рассматриваемой территории широко развиты рудные проявления, в которых отсутствуют признаки пульсационного поступления минералообразующих растворов. Это це-

Р и с. 12. Взаимоотношение прожилков, выполненных минерализацией различных стадий процесса

а — обломки турмалинизированной породы сцементированы кварц-эпидотовым цементом (рудопоявление Китхойское), *б* — кварц-эпидотовый прожилок пересекается жилой кварц-сульфидного состава (рудопоявление Китхойское), *в* — прожилок, выполненный кварц-эпидотовым агрегатом, пересекается прожилком гребенчатого кварца (рудопоявление Родниковое), *г* — серия кварц-сульфидных прожилков пересекается прожилком гребенчатого кварца (рудопоявление Лагерное), *д* — прожилок кварц-сульфидного состава пересекает турмалинизированную породу (рудопоявление Озерное), *е* — брекчия, сцементированная кварц-сульфидным цементом, пересекается прожилком гребенчатого кварца (рудопоявление Медвежье), *ж* — карбонат цементируют обломки прожилка гребенчатого кварца (рудопоявление Дальнее), *з* — в центральной части жилы гребенчатого кварца развивается сахаровидного облика кварц-карбонатный агрегат с тончайшей вкрапленностью сульфидов (рудопоявление Китхойское)

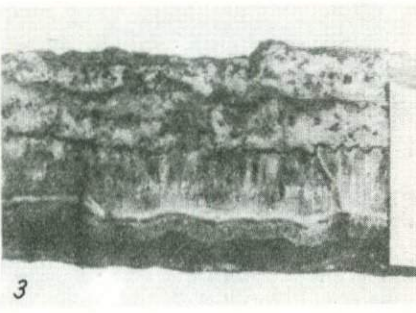
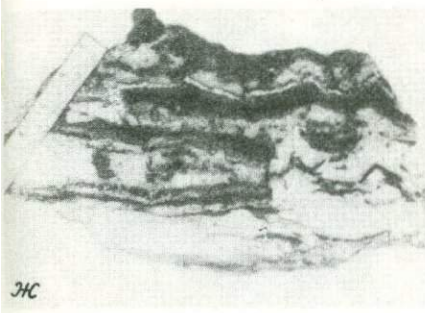
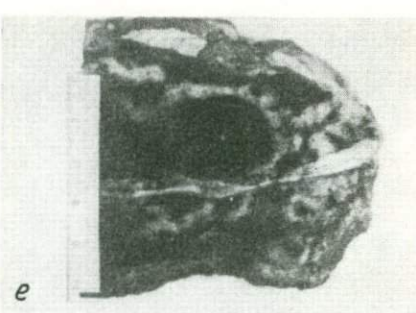
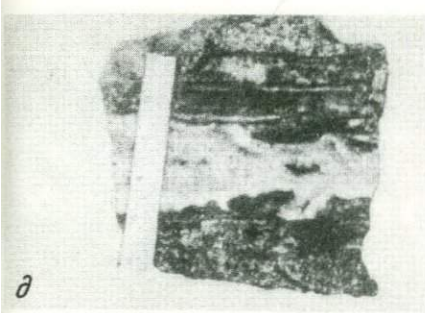
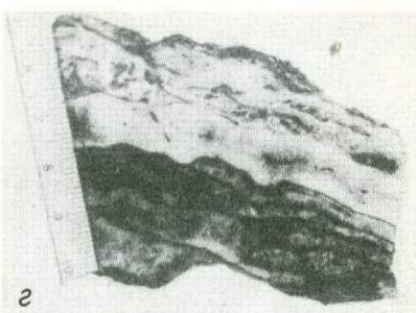
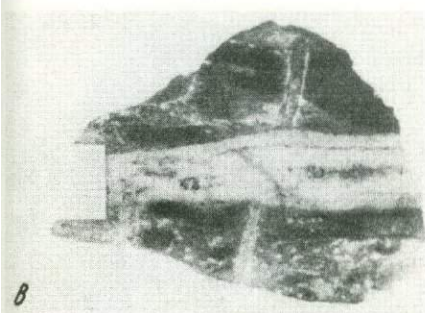
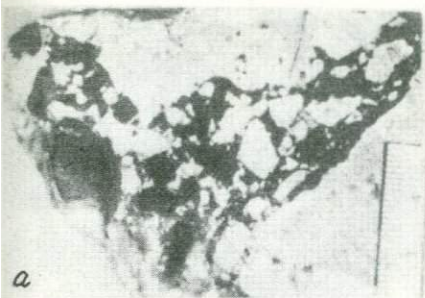
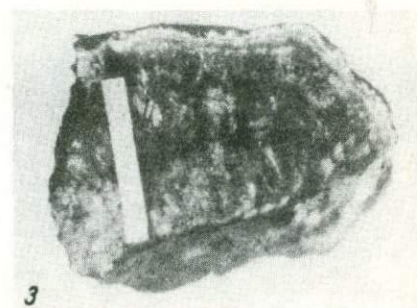
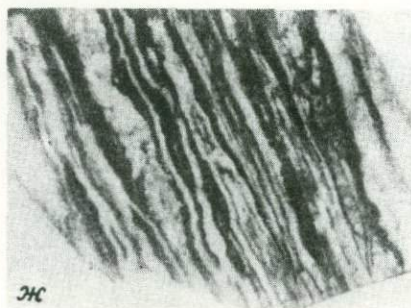
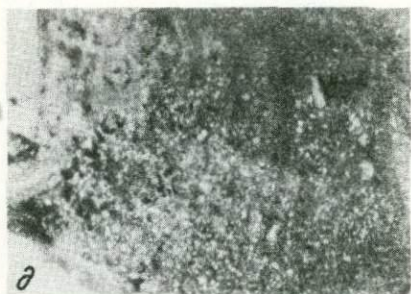
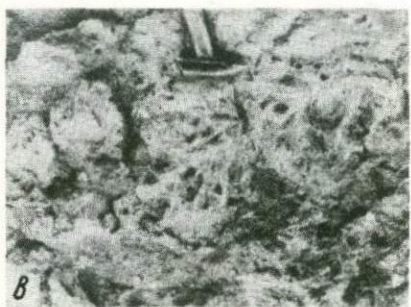
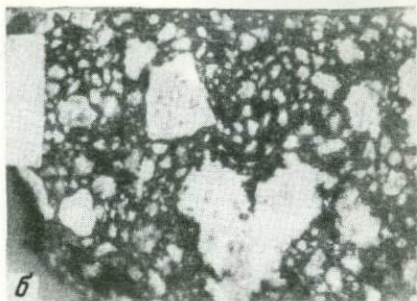


Рис. 12



льный ряд рудопроявлений, сложенных зонами интенсивного гидротермального изменения пород.

Рудопроявления, представленные кварц-сульфидными жильными телами, характеризуются сложным полисульфидным составом, широким развитием прожилков разного состава. Эти рудопроявления являются примером многостадийного процесса формирования оруденения рассматриваемого района.

В результате детального картирования выявляется, что на многих рудопроявлениях развито несколько типов жильных образований; для каждого из них характерны определенный минеральный комплекс и преимущественная приуроченность к различным системам трещин.

Вместе с тем довольно часто фиксируются многочисленные случаи пересечения одних типов образований другими, что определяет их разновозрастность. При этом обращает на себя внимание повсеместное повторение возрастных взаимоотношений между определенными минеральными ассоциациями во всех рудопроявлениях района. Последовательность их образования на различных участках всегда остается той же. На основании пересечений, дробления прожилков различного состава для всех жильных рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятостей можно выделить следующие стадии гидротермального процесса минералообразования: кварц-турмалиновая, кварц-эпидотовая, кварц-сульфидная, гребенчатого кварца и кварц-карбонатная.

Обобщение имеющихся данных о распределении и взаимоотношении различных типов прожилков указанных пяти стадий в пределах рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятостей проведено в табл. 6, где они расположены в последовательности их образования.

Кварц-турмалиновая и кварц-эпидотовая стадии представлены тончайшими и маломощными прожилками, а также зонами дробления, причем на некоторых участках, особенно связанных с близповерхностными интрузивами, эти стадии процесса гидротермального минералообразования слабо проявлены или совсем отсутствуют. Обычно образования этих стадий характерны для флангов рудопроявлений. Рассматриваемые прожилки сформированы на ранних стадиях минерализации и являются предрудными, о чем свидетельствуют пересечения этих прожилков более поздними кварц-сульфидными образованиями, которые являются собственно-рудными. Большинство из них — крупные жильные тела с широким развитием сульфидов, преимущественно в призальбандовых частях жил. Отмечается несколько генераций кварца, которые

Р и с. 17. Текстуры минерализованных тел

а — брекчиевая текстура кварц-сульфидной жилы (рудопроявление Дальнее); *б* — пятнистая текстура кварц-пиритовых образований рудопроявления Пиритового; *в* — прожилковая текстура в кварц-сульфидной зоне рудопроявления Северного Купольного; *г* — кокардовая текстура зоны дробления, сцементированной материалом стадии гребенчатого кварца (рудопроявление Медвежье); *д* — вкрапленная текстура существовавшего пиритовых образований рудопроявления Пиритового; *е* — коломорфная текстура в зоне дробления, выполненной минералами кварц-сульфидной стадии (рудопроявление Глубокое); *ж* — полосчатая текстура кварц-сульфидной жилы (рудопроявление Китхойское); *з* — друзовая текстура в жиле гребенчатого кварца (рудопроявление Северное Купольное)

Таблица 6

Распространенность жил и прожилков различного состава

Рудопроявление	Жилы и прожилки				
	кварц-турмалиновые	кварц-эпидотовые	кварц-сульфидные	гребенчатого кварца	кварц-карбонатные
Китхойское	+	+	+	+	+
Южное Купольное	—	+	+	+	—
Дальнее	—	—	+	+	+
Вершина 1200 м	+	—	+	+	—
Северное Купольное	—	—	+	—	+
Лагерное	—	+	+	+	—
Водопадное	+	+	+	—	+
Глубокое	—	—	+	—	—
Сульфидное	—	+	+	—	—
Тимоновское	+	—	+	—	—
Штокверковое	+	+	+	—	—
Вертикальное	+	—	+	—	+
Левое Авачинское	—	—	+	—	—
Озерное	+	+	+	+	—
Перевальное	+	—	+	—	—
Медное	+	+	+	—	—
Скалистое	—	—	+	—	+
Дайковое	+	+	+	—	—
Водораздельное	+	—	+	—	—
Заозерное	+	—	+	—	+

обуславливают на некоторых участках полосчатое строение мощных жильных тел.

На рудопроявлении Вершина 1200 м фиксируется пересечение кварц-турмалиновых жил гидротермального процесса дайкой андезито-базальтов, которые, в свою очередь, на других рудопроявлениях пересекаются прожилками и жилами кварц-сульфидного состава. Этот факт говорит о продолжительном перерыве между минерализацией указанных стадий.

Кварц-сульфидные жилы многих рудопроявлений, особенно связанные с приповерхностными интрузивами, содержат жилы, прожилки и зоны брекчирования, сложенные минеральными ассоциациями заключительных пострудных стадий процесса-минералообразования: гребенчатого кварца и кварц-карбонатной. Это почти безрудные прожилки с редкой вкрапленностью сульфидов.

Распространенность различных гипогенных минералов, зарегистрированных в жильных рудопроявлениях рассматриваемого района, приводится ниже (табл. 7). Вышеперечисленные минеральные ассоциации представляют собой единый генетический ряд — от сравнительно высокотемпературных до относительно низкотемпературных образований.

Таблица 7

Роль гипогенных минералов в жильных проявлениях

Стадия процесса минералообразования	Главные минералы	Второстепенные минералы	Редко встречающиеся минералы
Кварц-турмалиновая	Кварц, турмалин	Хлорит, пирит, магнетит	Сфен, рутил, апатит
Кварц-эпидотовая	Эпидот, кварц	Хлорит, пирит, магнетит, циозит	Актинолит, турмалин, адуляр, альбит, гранат
Кварц-сульфидная	Кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Адуляр, гематит, хлорит, альбит, эпидот, марказит, кальцит, серицит, молибденит, пренит, борчит	Киноварь, пентландит, пирротин, бурнонит, бравоит, арсенопирит, аргентит, антимонит, рутил, апатит, вюртцит, джемсонит, хлоантит, тетраэдрит, стефанит
Гребенчатого кварца	Кварц, аметист	Пирит, пренит	Халькопирит, галенит
Кварц-карбонатная	Кальцит, кварц	Галенит	Пирит, халькопирит

В ходе прерывистого процесса рудообразования в пределах зоны поднятий происходило закономерное изменение состава рудоносных растворов. Если в первую стадию минералообразования турмалин отлагался в преобладающих количествах, то в последующей роль его заметно падала, а в кварц-сульфидную и более низкотемпературные стадии он практически отсутствовал. Так же изменчиво поведение и других минералов. Общая схема последовательности выделения минералов в процессе рудообразования в целом для всей Авачинско-Китхойской зоны поднятий приводится на рис. 13.

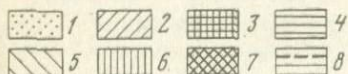
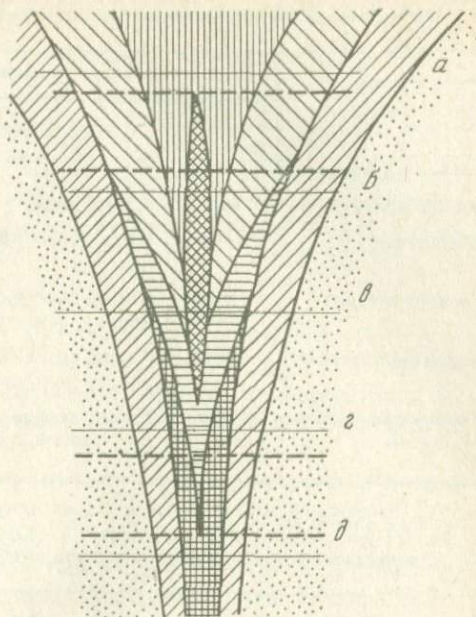
Целый ряд полиметаллических рудопроявлений района представлен зонами гидротермально измененных пород. Это — зональные, существенно кварцевые образования вторичных кварцитов с вкрапленностью сульфидов. На этих рудопроявлениях установлено несколько характерных разрезов, которые отражают разноглубинные условия развития зон метасоматического минералообразования. Для всей зоны Авачинско-Китхойских поднятий установлено пять типов разрезов: вершинский (здесь выделяются от центра к периферии следующие минеральные подзоны: опалиты — аргиллизиты — пропилиты); китхойский (монокварциты — опалиты — аргиллизиты — пропилиты); сарыцинский (монокварциты — кварц-слюдистые кварциты — пропилиты); тимановский (кварц-слюдистые кварциты — кварц-слюдистые кварциты с пиритом — пропилиты); заозерный (кварциты с пиритом — пропилиты)

N п/п	Минералы	С т а д и и				
		Кварц- турмали- новая	Кварц- эпидото- вая	Кварц- сульфид- ная	Гребен- чатого кварца	Кварц- карбонат- ная
1	Кварц					
2	Турмалин					
3	Апатит					
4	Сфен					
5	Рутил					
6	Пирит					
7	Магнетит					
8	Хлорит					
9	Цоизит					
10	Гранат					
11	Актинолит					
12	Эпидот					
13	Адуляр					
14	Альбит					
15	Серицит					
16	Сфалерит					
17	Халькопирит					
18	Гематит					
19	Молибденит					
20	Золото					
21	Серебро					
22	Галенит					
23	борнит					
24	Петландит					
25	Пирротин					
26	бурнонит					
27	бравойт					
28	Арсенопирит					
29	Аргентит					
30	Антимонит					
31	Вюртцит					
32	Джемсонит					
33	Хлаонит					
34	Тетроздрит					
35	Стефанит					
36	Киноварь					
37	Маркозит					
38	Пренит					
39	Карбонат					

Р и с. 13. Схема последовательности процесса гидротермального минералообразования жильных рудопоявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятий. Таблица составлена по результатам геологических и оптико-минералогических исследований 17 рудопоявлений

Р и с. 14. Идеализированная колонка метасоматических образований формации вторичных кварцитов района (сверху вниз)

Типы разрезов: *а* – Вершинский, *б* – Китхойский, *в* – Сарьцинский, *г* – Тимоновский, *д* – Заозерный. 1 – пропилитизированные вмещающие породы, 2 – наложенные пропилиты, 3 – кварц-серицитовые кварциты с пиритом, 4 – кварц-серицитовые кварциты, 5 – аргиллизиты, 6 – опалиты, 7 – монокварциты, 8 – интервалы распространения полиметаллического оруденения



(рис. 14). Разрезы представляют различные сочетания из шести минеральных ассоциаций, слагающих определенные подзоны в установленных разрезах: монокварциты, опалиты, аргиллизиты, кварц-слюдистые кварциты, кварц-слюдистые кварциты с пиритом и пропилиты. Данные по распространенности этих минеральных ассоциаций в различных рудопроявлениях Авачинско-Китхойской зоны поднятий сведены в табл. 8.

Таблица 8

Метасоматические образования в различных рудопроявлениях

Рудопроявление	Метасоматические подзона					
	Монокварциты	Опалиты	Аргиллизиты	Кварц-серицитовые кварциты	Кварц-серицитовые кварциты с пиритом	Пропилиты
Правое Китхойское	+	+	+	—	—	+
Вершинское	—	+	+	—	—	+
Длинное	+	—	+	+	—	+
Сарьцинское	+	—	—	+	—	+
Правое	—	—	—	+	+	+
Пиритовое	—	—	—	+	+	+
Последнее	—	—	—	—	+	+
Северное	—	—	—	—	+	+

Таблица 9

Минеральный состав зон вторичных кварцитов

Подзона	Минералы		
	реликто- вые	гидротермальные	гипергенные
Монокварцевая	Нет	Кварц, диксит	Гидроокислы железа
Опалитовая	Кварц	Кварц, опал, каолин, дик- сит	Гидроокислы железа
Аргиллизитовая	Кварц	Кварц, алунит, серицит, каолин, диксит	Гидроокислы железа
Кварц-серицитовая	Кварц	Кварц, серицит, алунит, хло- рит, каолин, диксит	Гидроокислы железа
Кварц-серицитовая с пиритом	Кварц	Кварц, серицит, хлорит, пи- рит, каолин, диксит	Гидроокислы железа

Таблица 10

Распространенность форм кристаллов пирита

Рудопроявление	Количество кристаллов	Формы		
		(100)	(210)	(111)
Жильный тип				
Китхойское	75	10	64	1
Южное Купольное	20	2	18	—
Дальнее	41	9	29	3
Вершина-1 200 м	27	8	19	—
Водопадное	80	10	70	—
Сульфидное	91	6	73	12
Штокверковое	98	25	61	12
Левое Авачинское	63	4	59	—
Скалистое	25	5	20	—
Заозерное	36	6	28	2
Метасоматический тип				
Вершинское	15	15	—	—
Правое Китхойское	29	27	1	1
Пиритовое	64	59	5	—
Последнее	24	19	3	2
Северное	18	18	—	—

Минеральный состав метасоматических зон отображен в табл. 9, где обобщены данные для 8 рудопроявлений. Из рудных минералов главными для этого типа рудопроявлений являются: пирит, галенит (реже), сфалерит, халькопирит. Сульфиды приурочены в основном к внутренним подзонам в разрезах описываемых проявлений.

Т а б л и ц а 11

Дисперсия отражения пирита*

Рудопроявление	Количество образцов	Длина волны						
		470	505	534	548	590	620	668
Китхойское	15	49,5	51,2	52,4	53,1	54,0	54,9	55,3
Вершинское	4	46,6	48,7	50,5	51,0	51,9	52,7	53,1

* В качестве эталона использован СГФ-351.

Ниже приводятся результаты изучения главного конвергентного минерала — пирита, который встречается во всех изученных нами рудопроявлениях.

Пирит из тяжелой фракции протолок многих минерализованных тел (15 рудопоявлений жильного типа) имеет наиболее широко распространенную форму (210), реже — (100), что определяет пентагон-додекаэдрический или кубический габитус его кристаллов. Подавляющему большинству кристаллов пирита из жильных тел присуща правильная кристаллографическая огранка; при этом куб всегда комбинируется с пентагон-додекаэдром, в то время как последний нередко развивается самостоятельно. Форма (111) встречается очень редко.

Грани кристаллов жильного пирита характеризуются зеркально гладкой поверхностью, хотя иногда и встречается грубая ступенчатая штриховка, вызванная чередованием граней куба и пентагон-додекаэдра.

У пирита метасоматических образований в протолочках и в полированных шлифах из наиболее распространенных форм — (111), (210), (100) — широко представлена последняя, определяющая его кубический габитус; остальные формы распространены незначительно. На гранях куба развита тонкая штриховка, ориентированная параллельно ребрам кристаллов. Большинству выделений пирита свойственны неправильные ограничения и только незначительная часть их представлена хорошо образованными кристаллами, по которым выявлена распространенность наиболее развитых граней кристаллов пирита (табл. 10).

Определение дисперсии отражения пирита проводилось на приборе "Яшма" (табл. 11). Повышенными значениями R обладает пирит из кварц-сульфидных жил ($R = 49,5-55,3$), а из зон измененных пород он имеет меньшую величину R (46,6—53,1).

Определение микротвердости пирита велось на приборе ПМТ-3 по методике [59]. Числа твердости вычислялись по таблицам [38]. Приведены измерения микротвердости 90 образцов пирита из 12 рудопоявлений (табл. 12). Сравнение значений микротвердости пирита показывает, что основная масса показателей находится в пределах 1121—

Таблица 12

Микротвердость пирита

Рудопроявление	Количество образцов	H , кг/мм ²	Рудопроявление	Количество образцов	H , кг/мм ²
Китхойское	18	1121—1352	Заозерное	14	1251—1341
Южное Купольное	9	1207—1292	Вершинское	3	1271—1451
Дальнее	10	1175—1371	Правое Китхойское	4	1304—1442
Водопадное	2	1128—1379	Пиритовое	15	1292—1397
Штокверковое	7	1201—1291	Последнее	7	1351—1435
Скалистое	1	1164—1176	Северное	4	1372—1401

Таблица 13

Удельный вес пирита

Рудопроявление	Число определенных	Удельный вес, г/см ³	Рудопроявление	Число определенных	Удельный вес, г/см ³
		Min—Max			Min—Max
Китхойское	5	5,01—5,07	Вершинское	1	5,12
Южное Купольное	3	4,98—5,03	Пиритовое	8	5,03—5,09
Штокверковое	4	5,03—5,06	Последнее	7	5,01—5,08
			Северное	2	5,06—5,07

1451 кг/мм². Пирит из рудопроявлений Авачинское и Тимоновское имеет обычно повышенное значение микротвердости в пределах 1271—1450 кг/мм² (возможно, он появился в особых условиях).

Определение удельного веса пирита велось по методике [7]. Проведено 30 определений двух групп пиритов: из жильных и из гнездово-вкрапленных рудопроявлений (табл. 13).

Для пирита из различных рудопроявлений снято 24 порошковых рентгенограммы. Работа выполнена в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР Э.И. Гребзды и В.И. Васильченко. Анализировался пирит жильных и метасоматических проявлений; наиболее характерные дебаграммы приводятся ниже (табл. 14). Пирит из жил несколько отличается от такового из метасоматических зон. Это говорит о разных условиях его отложения.

Таким образом, на примере рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятий можно говорить о жильной минерализации, формирование которой проходило в несколько стадий прерывистого процесса. Изменение состава рудообразующего раствора или его свойств происходило во времени. Существует еще группа метасоматических рудопро-

Таблица 14

Главные межплоскостные расстояния пирита

Рудопоявление				по Михееву [41]	
Китхойское		Пиритовое		$\frac{d}{n}$	l
$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	l		
3,42	3	3,35	2	—	—
2,69	9	2,70	8	2,296*	8
2,41	8	2,41	6	2,417*	8
2,20	6	2,20	6	2,206*	7
1,908	7	1,908	6	1,908*	6
1,628	10	1,628	10	1,629*	10
1,561	3	1,561	3	1,560	3
1,500	6	1,501	4	1,498	4
1,446	5	1,446	5	1,444	6
—	—	—	—	1,560	3
—	—	—	—	1,498	4
—	—	—	—	1,444	6
1,366	4	—	—	—	—
—	—	1,243	5	—	—
1,237	3	—	1	1,239	3
1,212	5	1,212	4	1,208	4
1,179	4	1,179	5	1,179	4
—	—	1,155	3	1,153	3
1,107	4	1,107	5	1,103	5
1,093	6	—	—	—	—
1,043	10	1,044	10	1,040*	9
1,007	7	1,008	6	—	—
0,990	8	0,991	5	0,990	6

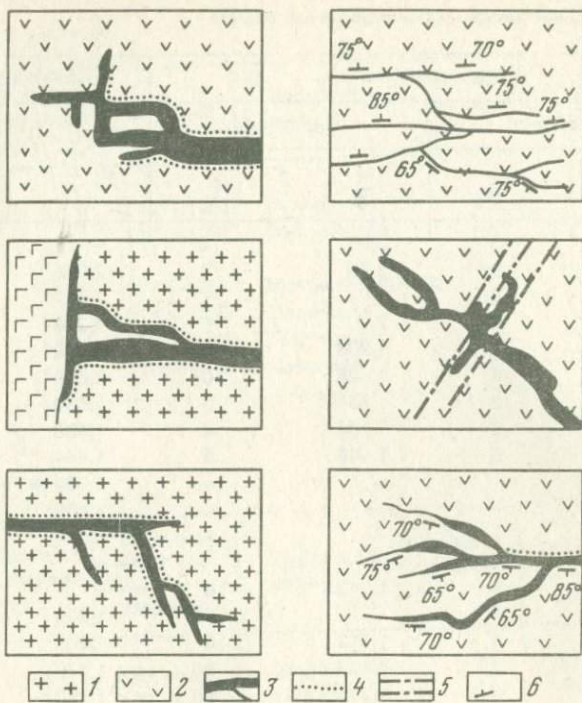
* Характерные линии.

явлений, формирование которых проходило из постоянного потока растворов, состав или свойства которого менялись в пространстве. Здесь отсутствует какая-либо стадийность процесса, но хорошо проявлены горизонтальная и вертикальная зональности. В этом случае изменение состава рудообразующих растворов происходило в пространстве.

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ТЕЛ

Морфология рудных тел (жил и метасоматических зон) определяется структурой рудопоявлений и зависит от характера первичной рудо-вмещающей полости, проницаемости вмещающих пород, физико-химического состояния растворов [61], а также от степени сообщаемости каналов с поверхностью.

Формы минерализованных тел на территории Авачинско-Китхой-



Р и с. 15. Зарисовки выклинивания кварц-сульфидных жил

1 — диориты, 2 — андезиты, 3 — кварц-сульфидные тела, 4 — зона изменения вмещающих пород, 5 — тектонические нарушения, 6 — элементы залегания

ской зоны поднятий весьма разнообразны. Встречаются рудопроявления, которые представляют собой плитообразные жильные, штокверковые и гнездово-вкрапленные или сплошные, неправильные по форме рудные образования.

Все разнообразие форм рудных тел, которое видно из описания рудопоявлений, можно по условиям образования последних разбить на две морфогенетические группы: кварц-сульфидные жильные или штокверковые зоны; гнездово-вкрапленные или сплошные, неправильные по форме залежи сульфидов.

Среди жильных кварц-сульфидных тел выделяются: жилы, выполняющие зоны брекчирования, по которым были проявлены тектонические подвижки; жилы, выполняющие структуры, оперяющиеся к первым (это — трещины отрыва и трещины сколового характера).

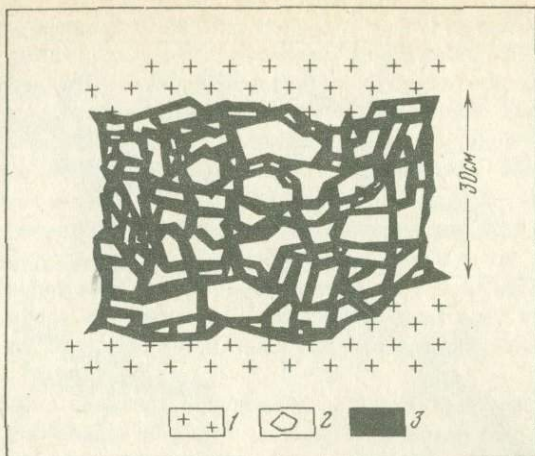
Минерализованные тела, выполняющие зоны брекчирования, являются крупными жильными образованиями, прослеживаются они на сотни метров, а мощность их иногда исчисляется метрами. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие. Вдоль контактов большей части жил наблюдаются небольшие зоны дробления, иногда с зеркалами

скольжения. Ориентировка следов скольжения показывает, что вдоль зальбандов жил происходили подвижки сбросо-сдвигового характера. Для подобных жильных тел характерно наличие параллельно расположенных апофиз, благодаря чему часто картируются жильные серии, выполняющие единую зону дробления (например, зона Главная на рудопроявлении Китхойское). Рассматриваемые рудные тела выклиниваются как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости (рис. 15), причем наблюдается выклинивание не только кварц-сульфидных жил, но и всей зоны дробления, т.е. структуры, вмещающей оруденение. Примером выклинивания рудных образований могут служить жильные тела рудопроявления Вертикальное, где кварц-сульфидные жилы выклиниваются в вертикальной плоскости на расстоянии 50 метров.

Кварц-сульфидные жилы, выполняющие трещины скола и отрыва, имеют небольшие размеры. Трещины скола не выдержаны по простиранию; трещины отрыва, не выдержанные по мощности, содержат линзы рассланцованных вмещающих пород и часто ветвятся. Прослеживаются эти образования на десятки метров, мощность их не превышает 1 м (обычно составляет 10–20 см), причем более мощными являются жилы, выполняющие структуры отрыва, а более протяженными — прожилки в трещинах сколового характера. Контакты с вмещающими породами — четкие, резкие, но первые имеют неправильные, часто ломаные очертания, а для прожилков, выполняющих трещины скола, характерны в целом прямолинейные очертания.

Необходимо отметить, что очертания жил в трещинах отрыва и скола, очертания ксенолитов вмещающих пород в последних позволяют допускать, что формирование кварц-сульфидных жил происходило в результате выполнения пустот. Это хорошо видно из зарисовок участков жил рудопроявления Левое Авачинское, из которых следует, что минерализация жильного тела сформировалась не в результате метасоматоза вмещающих пород, а в результате отложения из растворов в открытой полости. Очертания обломков вмещающих пород и участков контакта жил точно соответствуют друг другу, что трудно объяснить метасоматозом (рис. 16). Подобные наблюдения имеются и для жил, выполняющих другие структуры, но в них, очевидно вследствие частых подвижек вдоль краев жил, ориентировка и очертания ксенолитов оказались нарушенными.

Штокверковые проявления оруденения имеют, как правило, площадное распространение до 0,5 км². Обычно — это зоны, вытянутые в одном направлении, совпадающем с основным направлением прожилков. Мощность самих прожилков сильно варьирует от микроскопических до десятков сантиметров. Частота встречаемости прожилков также сильно изменяется (от 3–5 до 10–20 на один погонный метр). Контакты кварц-сульфидных прожилков с вмещающими породами — резкие, четкие. Прожилки выклиниваются в горизонтальном и вертикальном направлениях. По своей природе трещины, выполненные минерализацией в штокверковых проявлениях, являются трещинами скола или, реже, отрыва, а обычно — это сеть прожилков в ло-



Р и с. 16. Брекчия, сцементированная кварц-сульфидным материалом. Рудопроявление Водопадное

Положение обломков относительно друг друга и зальбандов не нарушено

1 — вмещающие диориты миоцена, 2 — обломки пород, 3 — кварц-сульфидный цемент

кальной зоне трещиноватости, по которой проходили сбросо-сдвиговые движения.

Нахождение трех систем прожилков указывает на единство формирования штокверковых проявлений с жильными. В последних выделяются рудные тела, выполняющие трещины скола, отрыва и основные структуры, по которым происходили тектонические подвижки. Взаимное расположение этих систем жил, различное для всех проявлений, зависит от плана деформаций и направления подвижек по основному нарушению. К тому же на рассматриваемых рудопроявлениях фиксируются изменения плана деформаций и во время развития рудного процесса, что хорошо видно на примере рудопроявления Китхойское. В центральной его части расположена зона дробления, к которой приурочены несколько кварц-сульфидных жил, по простираению переходящих в штокверковую зону. На юго-восточном фланге этого же рудопроявления встречена кварц-сульфидная жила с множеством апофиз, которые ориентированы косо по отношению к главной жиле. Эти апофизы образуют штокверковое тело небольшой протяженности. Такая ориентировка прожилков указывает на то, что они выполняют оперяющие трещины отрыва и скола, возникающие при сдвиговых подвижках вдоль основных рудных тел.

Для жил наиболее типично изменение мощности и характера контакта в зависимости от литологического состава вмещающих пород. Жилы, залегающие в роговиках, представлены плитообразными телами с угловатыми очертаниями и прямолинейными контактами. Совершенно отлична морфология жил в диоритах — у них наблюдаются извилистые зубчатые контакты, обусловленные отрывом под влиянием тектонических нарушений. Для жил, залегающих в роговиках и в диоритах,

типично изменение мощности. Например, при переходе из роговиков в гранодиориты (на рудопроявлении Северное Купольное) жилы уменьшают мощность с 1,5 до 0,5 м.

Наиболее характерными особенностями морфологии жильных тел рудопроявлений являются: четкий контакт тел с вмещающими породами; закономерное расположение ксенолитов в жилах; выклинивание с развитием значительного количества апофиз или раздувов с тупым выклиниванием (как по вертикали, так и по горизонтали); изменение мощности в зависимости от литологического состава вмещающих пород; два вида очертания и форм жил (правильные и зигзагообразные — в зависимости от структурных особенностей рудопроявлений). Отмеченные закономерности, по существу, являются следствием формирования жил в результате выполнения пустот без сообщения последних с поверхностью.

Рудопроявления, представляющие собой гнездово-вкрапленные и сплошные пиритизированные тела неправильной формы, приурочены к зонам интенсивного развития гидротермально измененных пород. Устанавливаются закономерности в морфологических особенностях этих гидротермальных образований. Рудопроявления Китхойского рудного поля связаны с площадными зонами развития вторичных кварцитов (рудопроявления Правое Китхойское, Вершинское и др.). Эти проявления минерализации связаны с формированием близповерхностного интрузива. Рудопроявления Заозерного рудного поля, связанные с более глубоко сформированным интрузивом, приурочены к резко вытянутым линейным зонам тектонических нарушений. Следовательно, в более глубоких условиях мы имеем дело с образованиями, подчеркивающими форму зоны тектонического нарушения, а в приповерхностных условиях — это поля развития вторичных кварцитов. Главной и характерной особенностью этой группы рудопроявлений района является широкий вертикальный размах проявления минерализации вплоть до существовавшей поверхности, что говорит о сообщаемости с нею рудогенерирующих каналов.

Значительные размеры исследуемых зон гидротермально измененных пород в горизонтальной плоскости также подчеркивают их формирование в условиях свободного сообщения с поверхностью.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Все наблюдаемые текстуры и структуры руд в минерализованных телах рассматриваемых рудных полей делятся на две группы: текстуры, возникшие при метасоматозе вмещающих пород; текстуры выполнения открытых полостей.

Первая группа — это текстуры, возникшие в результате замещения вмещающих пород. Гидротермалиты имеют извилистые границы и содержат реликты замещаемых минералов. К метасоматитам относятся образования, сформировавшиеся в первые стадии рудного процесса: кварц-турмалиновую, кварц-эпидотовую и частично кварц-сульфидную.

Наиболее же характерны метасоматические текстуры для зон гидротермально измененных пород — вторичных кварцитов. Здесь отмечаются следующие текстуры. Вкрапленная текстура (рудопоявление Южное Купольное) характеризуется неравномерным распределением мелких агрегатов магнетита, пирита, хлорита, эпидота и кварца во вмещающей породе.

Форма вкрапленников — неправильная, изометричная, иногда встречаются хорошо ограненные кристаллы пирита. Размеры вкрапленников — от долей миллиметра до 0,5 см. Часто прожилки минералов заполняют трещины разных направлений с образованием петельчатой или сетчатой микроструктуры (рудопоявление Сульфидное). Нитеобразная микроструктура — разновидность прожилковой (рудопоявление Длинное). Образование ее происходит при метасоматическом замещении вмещающих пород вдоль волосовидных трещин. В некоторых случаях эти волосовидные прожилки сложены метакристаллами, грани которых являются границами прожилка (рудопоявление Правое). При метасоматическом замещении растворы проникают вдоль тонких текстурно-структурных проводников (трещины, отдельности и дробления); при этом замещающий агрегат образует каемки, прожилки и выделения с извилистыми, округлыми очертаниями и зазубренными границами; в строении этих прожилков нет соответствия с расположением стенок (рудопоявление Сарыцинское).

Ко второй группе текстур, возникающих путем заполнения открытых полостей, относятся изображенные на рис. 17 (см. вклейку к с. 31). Брекчиевая текстура наблюдается в зонах дробления, выполненных двумя минеральными агрегатами, из которых один представлен угловатыми обломками вмещающих пород, другой — цементом кварц-сульфидного состава (рудопоявление Китхойское). В некоторых случаях в подобных зонах (рудопоявление Дальнее) цемент отлагался в несколько стадий, а обломки имеют округлую форму, за счет коррозии цементом или благодаря неоднократным подвижкам.

Друзовая текстура выполнения пустот встречается довольно часто в прожилках гребенчатого кварца; она примечательна щетками крупных кристаллов кварца, которые нарастают на стенках небольших пустот в жилах (рудопоявление Северное Купольное) или во вмещающих породах. В этих же образованиях обычна колломорфная текстура (рудопоявление Глубокое) с выполнением полостей кварцем радиально-лучистого строения. Колломорфно-полосчатая текстура формируется в жилах гребенчатого кварца при последовательном нарастании разных генераций кварца на обломках пород и на стенках трещин. Насчитывается до семи генераций кварца при радиально-лучистом их строении (рудопоявление Китхойское). Крустификационная текстура жил выделяется полосчатым распределением агрегатов опаловидного кварца (рудопоявление Водопадное); его полоски откладываются на стенках трещин от периферии к центру. Каждая последующая полоска повторяет очертания стенок трещины или полоски ранее отложенных агрегатов кварца. Таких полосок в прожилке много; крустификационная полосчатость бывает симметричной и несимметричной (рудопоявление

Китхойское). Иногда встречается кокардовая текстура — разновидность брекчиевой и крустификационной (рудопоявление Лагерное), — в которой генерации агрегатов кварца образуют кокарды. Прожилковая текстура наблюдается у прожилков гребенчатого кварца, развитых по трещинам, пересекающим породы в зонах брекчирования (рудопоявление Глубокое). Мощность прожилков изменяется от долей мм до нескольких сантиметров, редко достигает 20 см. Иногда прожилки выполняют серию параллельных трещин, которые имеют массу оперяющих разнообразного направления (рудопоявление Северное Купольное).

Выполнение минеральными агрегатами открытых трещин в раздробленных породах приводит к образованию прожилков, иногда разобщенных, иногда пересекающихся друг с другом в виде сетчатых или решетчатых минеральных сростаний. Прожилки выполнения характеризуются обычно симметричным строением, хотя полного совпадения положения стенок трещин не наблюдается ввиду перемещения их в плоскости разрыва (рудопоявление Китхойское).

В прожилках мощностью менее 0,5 см выполняющие минералы распределены обычно беспорядочно и возрастные взаимоотношения уловить между ними невозможно. В более мощных прожилках проявляется пульсация — многократное отложение нескольких генераций тех же минералов.

Все текстуры выполнения открытых полостей, встреченные на жильных рудопоявлениях, характерны для последних стадий процесса минералообразования: кварц-сульфидной, гребенчатого кварца, кварц-карбонатной. Текстуры руд и распространение их по определенным рудопоявлениям отражены в табл. 15.

На основании текстурных особенностей жильного выполнения и взаимоотношений слагающих его минералов наиболее вероятным представляется формирование жильных рудопоявлений на первых стадиях процесса минералообразования в основном путем замещения. Минералообразующие растворы интенсивно изменяют породы деформированных блоков вулканогенных и интрузивных пород, заключенных между субпараллельными тектоническими нарушениями. На средних и заключительных стадиях жильные тела формировались путем выполнения открытых полостей. На рудопоявлениях, связанных с зонами вторичных кварцитов, метасоматоз проявлен в течение всего процесса минералообразования.

Для оруденения тел жильного типа характерны крупнозернистые структуры, отражающие более застойные условия минералообразования, а для метасоматитов зон вторичных кварцитов — мелкозернистые структуры.

Из анализа структурно-тектонических особенностей минерализованных зон следует, что существует ряд жильных проявлений минерализации, для которых характерны структуры выполнения открытых полостей и группа гнездово-вкрапленных проявлений с метасоматическими структурами минеральных образований. Это указывает на двойственность процесса гидротермального минералообразования Авачинско-Китхойской зоны поднятий.

Таблица 15

Распространенность различных текстур руд

Рудопоявление	Текстура выполнения				
	брекчиевая	брекчие- видная	друзовая	колломор- фная	колломор- фно-полос- чатая
Китхойское	+	+	+	+	+
Южное Курильское	+	-	-	-	-
Дальнее	-	+	+	+	-
Вершина 1200 м	+	-	+	-	-
Северное Купольное	+	+	+	-	+
Лагерное	+	-	-	-	+
Правое Китхойское	-	-	-	-	-
Вершинское	-	-	-	-	-
Водопадное	-	-	+	+	-
Глубокое	+	-	+	+	-
Сульфидное	+	-	-	-	-
Длинное	-	-	-	-	-
Сарыцинское	-	-	-	-	-
Правое	-	-	-	-	-
Пиритовое	-	-	-	-	-
Последнее	-	-	-	-	-
Тимановское	+	-	+	-	-
Штокверковое	+	-	+	-	+
Вертикальное	-	+	+	-	-
Левое Авачинское	+	-	+	-	-
Озерное	-	+	+	+	-
Перевальное	-	-	-	-	+
Медное	+	-	-	-	-
Скалистое	+	+	-	-	+
Дайковое	+	-	+	-	-
Водораздельное	-	-	-	-	-
Заозерное	+	-	+	-	+
Северное	-	-	-	-	-

ОКОЛОРУДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

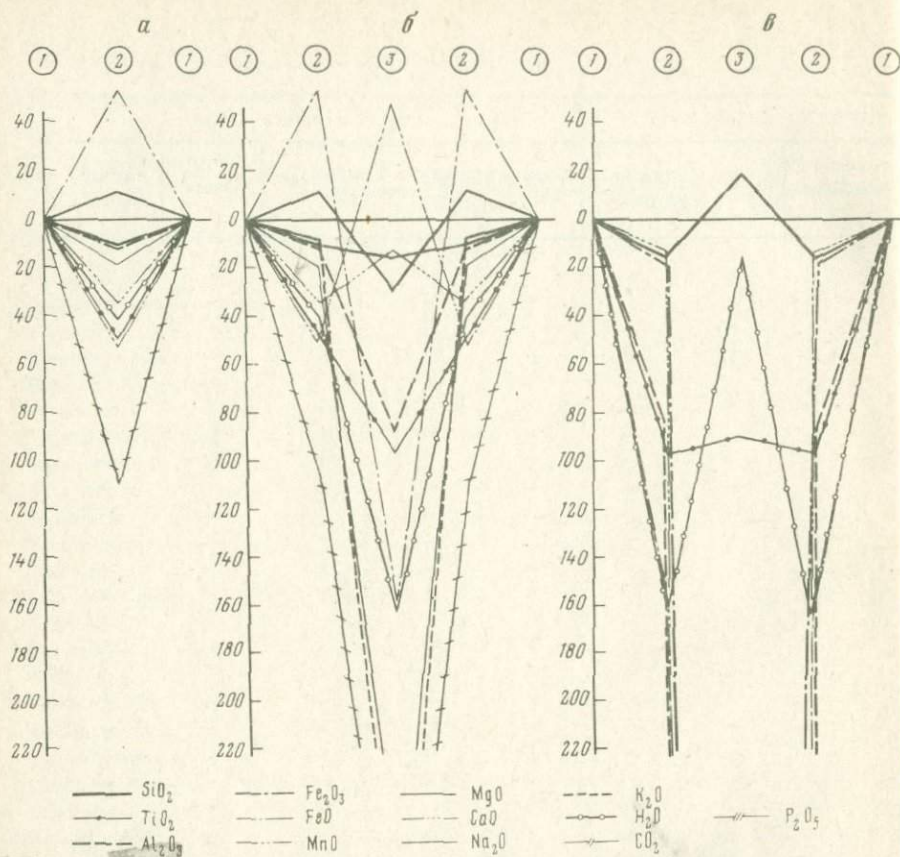
В изучаемой Авачинско-Китхойской зоне поднятий описаны следующие типы измененных пород: 1) автометаморфически измененные, 2) гидротермально-метасоматические (формация вторичных кварцитов), 3) гидротермально-метасоматические (околожилные породы). Эти типы метасоматических образований выделяются на основании различных минералого-петрографических особенностей, а также на основании наблюдений за пространственными взаимоотношениями между ними.

На ряде рудопоявлений отмечено пересечение жильными образованиями зон гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов (рудопоявления Китхойское, Южное Купольное и др.). На

пустот			Текстура метасоматоза				
крусти- фикацион- ная	кокардо- вая	прожил- ковая	массив- ная	пятни- стая	вкраплен- ная	сетчатая	нитеоб- разная
+	+	+	-	-	+	+	+
+	+	+	+	-	+	-	-
-	-	+	-	-	-	+	-
-	+	+	-	-	-	-	-
-	-	+	-	-	-	-	+
+	+	+	-	-	-	-	-
-	-	-	+	+	+	-	-
-	-	-	+	+	+	-	-
+	-	-	-	-	-	+	-
-	-	+	-	-	-	-	-
+	+	+	-	-	+	-	-
-	-	-	+	-	+	-	-
-	-	-	+	+	+	-	-
-	-	-	+	+	+	-	-
-	-	-	+	+	+	+	+
-	-	+	+	-	-	-	-
+	-	+	-	-	-	-	-
-	-	+	+	-	-	+	-
-	-	+	-	-	-	-	-
-	-	+	-	-	-	+	-
+	-	+	-	-	-	-	-
+	+	-	-	-	-	-	-
+	+	+	-	+	-	+	+
+	-	-	-	-	-	-	+
-	-	+	-	-	+	-	-
-	-	+	+	-	+	-	-
-	-	-	+	+	+	-	+

рудопроявлении Вершинское нами наблюдались взаимоотношения между пропилитизированными андезитами миоцена и образованиями формации вторичных кварцитов. Здесь зафиксировано наложение гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов на зоны распространения пропилитизированных вулканогенных пород миоцена, о чем говорит несовпадение контура пропилитизированных пород с зонами развития вторичных кварцитов, а также контакт подзоны аргиллизации с неизмененными андезитами миоцена.

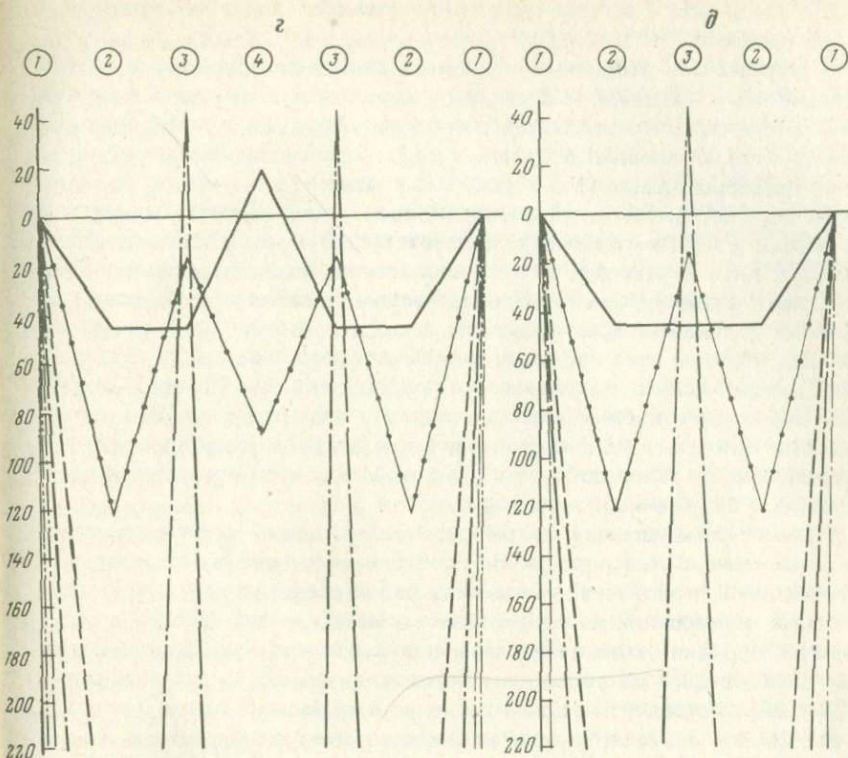
Пропилитизации подверглись все миоценовые магматические образования рассматриваемых рудных полей. Обычно эти образования слагают внешние зоны вторичных кварцитов, хотя и являются более ранними образованиями. Пространственное совмещение этих образований объяс-



Р и с. 18. Диаграммы "привнос-вынос" петрогенных элементов при формировании зон гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов

няется общностью структур, локализирующих рассматриваемые метасоматиты. Внешне — это слабо окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные породы. При микроскопическом изучении пород установлено наиболее широкое развитие следующих минералов: кварца, альбита, эпидота, пренита, кальцита, хлорита, — которые свойственны низким ступеням метасоматических преобразований и представляют собой продукты среднетемпературной пропилитизации [9, 42]. Результаты химических анализов интрузивных и вулканогенных пород показывают, что при пропилитизации не происходит существенного изменения в составе исходных пород. Наблюдается лишь обогащение магнием, железом, водой и углекислотой [29].

Зоны вторично-кварцевого изменения, с которыми связаны проявления полиметаллического оруденения, представляют собой гидротермальные метасоматические образования и являются наиболее широко развитым типом гидротермалитов района. Для них установлено развитие пяти типов метасоматических разрезов, приуроченных к различным



а — в разрезах рудопоявления Заозерное: 1 — андезиты, 2 — пиритизированные кварц-серцитовые породы; б — Тимоновское: 1 — андезиты, 2 — кварц-серцитовые породы с пиритом, 3 — серцитовый кварцит; в — Сарыцинское: 1 — андезиты, 2 — кварц-серцитовая порода, 3 — монокварциты; z — Китхойского; г — андезиты, 2 — аргиллизиты, 3 — опалиты, 4 — монокварциты; д — Вершинское: 1 — андезиты, 2 — аргиллизиты, 3 — опалиты

рудным полям. Исходя из парагенетической связи зон гидротермально измененных пород с субвулканическими образованиями различие разрезов метасоматитов является функцией глубины формирования интрузивов (аналогично ряду глубинности указанных интрузивов).

Изучение химизма процесса преобразования исходных вулканогенных пород миоцена в метасоматиты различных подзон вторичных кварцитов позволило установить в целом для рассматриваемого региона значительное перераспределение петрогенных компонентов. Все фактические данные по гидротермальному изменению пород во вторичные кварциты вынесены на графики относительного "привноса—выноса" вещества, вычисленного по окисно-объемному методу пересчета химических анализов пород Н.И. Наконника. При преобразовании рассматриваемых пород во вторичные кварциты идет полный вынос многих петрогенных элементов, за исключением кремнезема и железа, которые характеризуются привносом, особенно заметным в центральных подзонах (рис. 18). Необходимо отметить, что химический состав исходных по-

род не оказывает существенного влияния на общий ход метасоматического процесса.

В разрезах зон вторичных кварцитов Заозерного рудного поля (рудопоявление Северное) наблюдается вынос всех компонентов из подзоны кварц-серицитовых пород с пиритом. Здесь установлен привнос только железа. Массивы вторичных кварцитов Тимановского рудного поля (рудопоявление Пиритовое) характеризуются выносом практически всех петрогенных элементов, концентрацией железа в подзоне пиритизации и незначительным привносом марганца в центральную зону окварцевания. В разрезах зон вторичных кварцитов Сарыцинского рудного поля (рудопоявление Правое) устанавливаются вынос всех компонентов и привнос кремнекислоты в подзону монокварцитов. На Китхойском рудном узле наблюдается два типа разрезов: собственно-китхойский и вершинский. Для первого на рудопоявлении Правое Китхойское характерен привнос железа в подзону опалитов, а также кремнекислоты в подзону монокварцитов, а для второго (рудопоявление Вершинское) — привнос железа в подзону опалитов при выносе всех остальных петрогенных элементов.

Помимо региональных зон метасоматитов, нами изучались и околожильные измененные породы. На основании изучения их минеральных ассоциаций и пересечений жил между собой среди жильных гидротермальных образований на территории изучаемых рудных полей в возрастном порядке установлено пять стадий процесса минералообразования. Для каждого из рассматриваемых жильных образований характерны свои метасоматические изменения вмещающих пород (рис. 19). Ниже мы остановимся на всех разновидностях околожильного изменения пород, вмещающих прожилки указанных пяти стадий гидротермального процесса. Отметим, что в результате общности структур и наложения друг на друга последовательных стадий минералообразования изучение метасоматитов отдельных стадий затруднено. Нами изучались продукты определенных стадий минералообразования, расположенных друг от друга на значительном расстоянии.

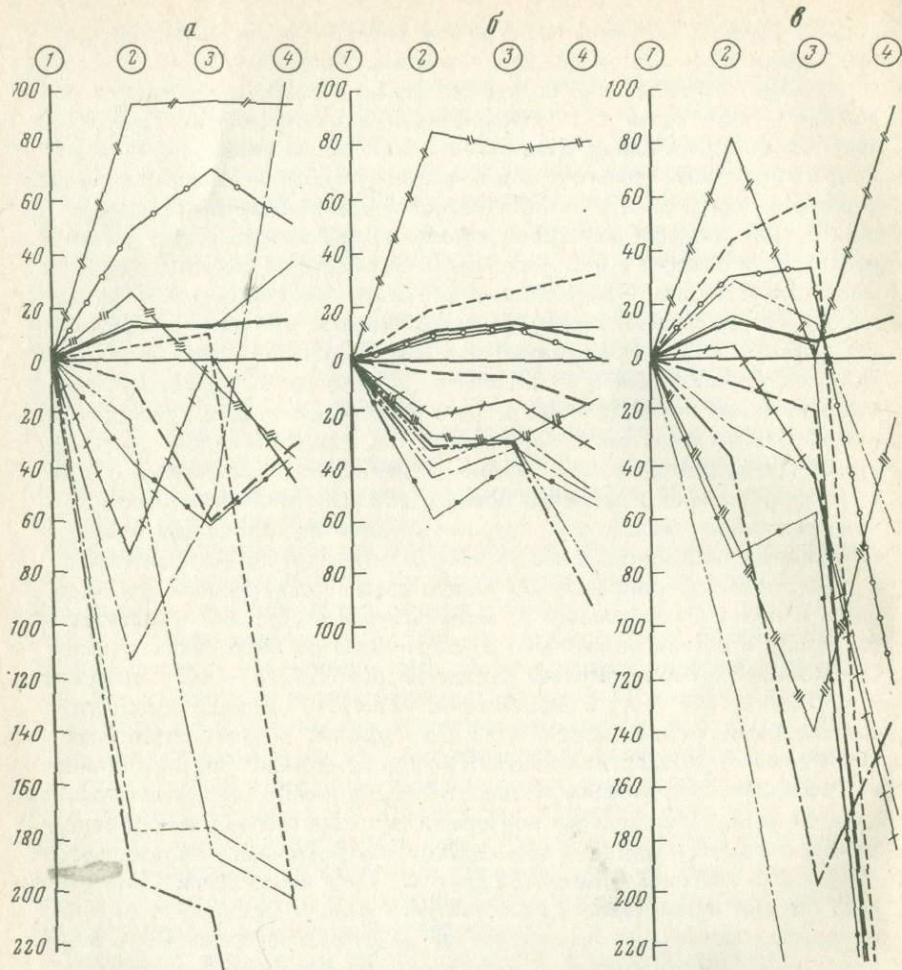
Изменения вмещающих пород, связанных с формированием кварц-турмалиновых жил, заключаются в турмалинизации и окварцевании. Наиболее широко развиты эти метасоматиты на рудопоявлениях Заозерного и Тимановского рудных полей. Мощность зоны изменений достигает десятков сантиметров, причем устанавливается несколько подзон измененных пород, отличающихся друг от друга интенсивностью изменений, а минералогический состав вторичных образований остается постоянным. В кварц-турмалиновой породе встречаются, помимо кварца и турмалина, отдельные зерна хлорита, эпидота, альбита, апатита и вкрапленность пирита, которая располагается спорадически, независимо от скоплений турмалина. Сопоставлением химического состава исходного и турмалинизированного диорита на рудопоявлении Перевальное выявлено, что турмалинизация сопровождается привносом натрия, кремнезема, углекислоты, железа, фосфора, алюминия и воды (содержание бора в породах не определялось). Внешне околожильно-измененные породы этой стадии процесса минералообразования пред-

ставлены двумя зонами с постепенным переходом: подзона осветленных (окварцованных) и подзона турмалинизированных пород.

Изменения вмещающих пород, связанные с кварц-эпидотовыми прожилками, характерны для большинства рудопроявлений. Внешне — это зоны осветленных пород, развитых по зальбандам указанных прожилков; граница измененных пород с пропилитизированными исходными породами постепенная и нечеткая. Околожильно-измененные породы этой стадии процесса минералообразования под микроскопом состоят из кварца и эпидота с незначительным количеством серицита, хлорита, магнетита и пирита. Макроскопически намечались подзоны измененных пород; при детальном исследовании оказалось, что между подзонами нет границ и различия выражаются в разной степени интенсивности изменения по направлению от зальбандов прожилков к периферии. Изучение химизма процесса эпидотизации вмещающих пород рудопроявления Китхойское позволило установить, что процесс в целом характеризуется привнесением алюминия, натрия, углекислоты, кремнезема и воды.

Наиболее широко развитый процесс околожильного изменения пород представлен березитами, которые развиты по зальбандам кварц-сульфидных прожилков. Внешне зона березитизации пород выражается в осветлении темноокрашенных пород. Ширина осветленных зон находится в прямой зависимости от мощности жилы, степени трещиноватости пород и обычно колеблется от сантиметра до нескольких метров. Околожильной березитизацией затронуты все породы — магматические и вулканогенные. Зону березитизации, мощность которой исчисляется сантиметрами, можно разделить на две подзоны: подзону слабо березитизированных пород, являющуюся наиболее мощной; подзону интенсивной березитизации, располагающейся непосредственно вдоль зальбандов жил. Граница между указанными подзонами, а также граница между березитизитами и вмещающими их пропилитами — размазанная, нечеткая, постепенная. Эти подзоны отличаются друг от друга не по списку минералов, а по степени интенсивности их развития. Кварц и серицит — главные минералы, пользующиеся наиболее широким распространением в зонах интенсивной березитизации. Второстепенными минералами указанных метасоматических зон являются альбит, кальцит, хлорит. Реже встречаются пирит и каолинит, причем пирит в некоторых случаях может быть ведущим минералом указанных зон. Анализ химизма исходных и березитизированных пород рудопроявления Китхойское показывает, что описываемый процесс идет с привнесением Na, Mn, Mg, Al, Si, H_2CO_3 и H_2O .

Метасоматические изменения пород, связанные с формированием прожилков гребенчатого кварца, приводят к развитию зоны окварцевания вдоль зальбандов указанных прожилков. Мощность зоны метасоматического преобразования пород незначительна и составляет обычно первые сантиметры. Внешне — это зона осветления с постепенным переходом в пропилитизированные вмещающие породы. В указанной зоне, кроме кварца, нами установлены серицит и, реже, хлорит. По минеральному составу метасоматиты стадии гребенчатого кварца напоминают вышеописанные березиты, но интенсивность проявления этого

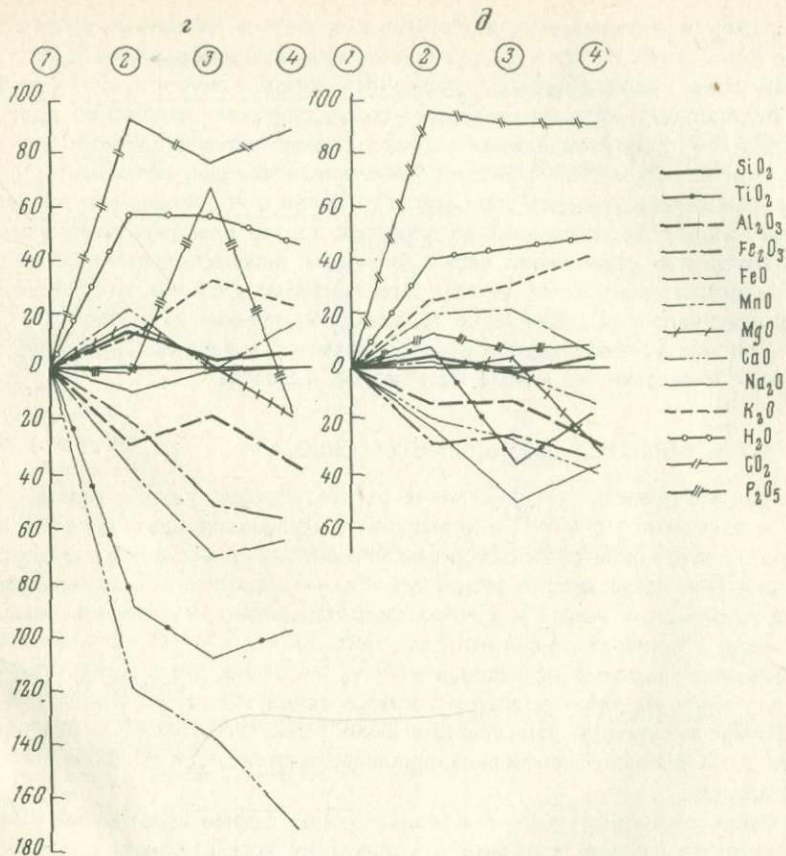


Р и с. 19. Диаграммы "привнос-вынос" петрогенных элементов при формировании метасоматитов, ассоциирующих с жильными образованиями

а — с прожилками кварц-турмалинового состава: 1 — диорит пропилитизированный, 2 — турмалинизированная порода, 3 — интенсивно измененные породы из приконтактной зоны породы, 4 — окварцованные породы; *б* — с кварц-эпидотовыми прожилками: 1 — диориты пропилитизированные, 2 — слабо измененные породы, 3 — переходная зона, 4 — эпидотизированные породы; *в* — с кварц-

процесса гораздо меньше. Построенные диаграммы "привноса-выноса" при формировании метасоматитов этой стадии гидротермального процесса показывают, что процесс шел с привносом калия, натрия, марганца, углекислоты и воды.

Измененные породы последней стадии процесса формирования жильных рудопоявлений представлены незначительными зонами осветленных пород, расположенными в зальбандах кварц-карбонатных жил.



сульфидными жилами: 1 — пропилитизированные диориты, 2 — слабо измененные породы, 3 — березиты, 4 — интенсивно измененные существенно кварцевые породы; 2 — с прожилками гребчатого кварца: 1 — диориты пропилитизированные, 2 — слабо измененный диорит, 3 — переходная зона, 4 — интенсивно измененные породы; д — с прожилками кварц-карбонатного состава: 1 — диориты пропилитизированные, 2 — слабо измененные породы, 3 — переходная зона, 4 — интенсивно измененные породы

Мощность этих зон обычно зависит от размера жил и колеблется от миллиметра до метра. Главными минералами здесь являются кварц, серицит, карбонат, а также все минералы, характерные для метасоматитов кварц-сульфидной стадии процесса минералообразования. При рассмотрении химизма образования метасоматитов рудопоявления Китхойское установлено, что процесс проходил с привнесением калия, марганца, углекислоты и воды.

Поскольку жильные рудопроявления слагают не единичные тела, а целые поля развития пяти стадий процесса минералообразования, постольку зоны гидротермально измененных пород, приуроченные к жильным рудопроявлениям, представляют собой результат наложения друг на друга метасоматитов разных стадий процесса минералообразования.

Выявлено, что метасоматически измененные породы, связанные с жильными телами, меняют свой состав в связи с проявлениями определенных стадий гидротермального процесса, т.е. во времени, причем метасоматиты этих проявлений характеризуются перераспределением основных петрогенных компонентов. Для метасоматитов зон вторичных кварцитов, напротив, характерна тенденция изменения их в пространстве. Для них устанавливается вынос практически всех основных петрогенных компонентов, кроме кремнезема и железа.

ГЕОХИМИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Ниже рассматривается распределение золота, серебра, свинца, цинка, меди и элементов-примесей в минералах и горных породах изученного района. Золото является аксессуарным элементом горных пород и рудопроявлений. Оно встречается в гидротермальных образованиях двух типов: кварц-сульфидных жилах и в зонах гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов (см. табл. 5).

Минералогическими исследованиями установлено, что в кварц-сульфидных жильных телах золото отлагается среди агрегатов кварца или выделений сульфидов. Зерна золота очень малы по размеру, и обычно наличие его в кварц-сульфидных жилах устанавливается по результатам опробования.

В зонах гидротермально измененных пород форма нахождения золота остается неясной, при микроскопических исследованиях рудных образований этих зон золотосодержащих минералов не обнаружено. Присутствие золота устанавливается только по результатам анализов. Можно предположить, что тонкодисперсное золото в кварц-слюдистых кварцитах связано с пиритом, так как установлена прямая связь между количеством пирита и содержанием золота в этих пиритизированных породах. В опалитах и монокварцитах золото, очевидно, находится в форме теллуридов (табл. 16).

Таблица 16

Содержание теллура во вторичных кварцитах, %*

Название пород	Рудопроявление	Число анализов	Содержание Те
Монокварцит	Длинное	5	Сл. — 0,05
Монокварциты	Правое Китхойское	2	0,01 — 0,04
Опалиты	Вершинское	7	Сл. — 0,009
Опалиты	Правое Китхойское	12	Сл. — 0,001

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

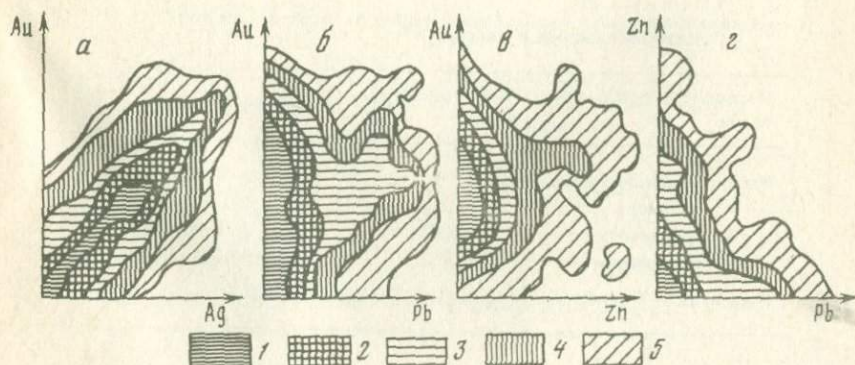
Таблица 17

Отношение серебра к золоту в рудах*

Рудопроявление	Среднее содержание в условных единицах		Величина отношения Ag/Au
	Au	Ag	
Жильный тип			
Китхойское	1	30	30
Южное Кулольное	12	50	4,2
Водопадное	0,4	2,4	6
Глубокое	0,2	3,8	18
Дальнее	2	30	15
Сульфидное	1,5	15	10
Штокверковое	0,2	66	330
Озерное	0,5	33,5	67
Перевальное	0,4	16	40
Скалистое	1,0	30	30
Гнездово-вкрапленный тип			
Длинное	0,2	0,2	1
Сарьцинское	1	Сл.	0,1
Последнее	4	5	1
Вершинское **	0,5	5,0	10
Правое Китхойское	1	3,5	3,5

* Таблица составлена по материалам Камчатского территориального геологического управления (КГТУ)

** Данные С.П. Полкова, ЦНИГРИ (г. Тула).



Р и с. 20. Графики относительного содержания золота, серебра и главных компонентов в рудах Китхойского рудопроявления. (Диаграммы построены в условных единицах по материалам В.Е. Дилоняна).

Отношения содержания: золота к серебру (а), золота к свинцу (б), золота к цинку (в), цинка к свинцу (г). Частота встречаемости: 1 — 10%, 2 — 10–5%, 3 — 1,5%, 4 — 1,5–0,5%, 5 — 0,5%

Т а б л и ц а 18

Содержание серебра в галенитах, %*

Рудопоявление	Число анализов	Характерные содержания Ag
Китхойское	20	0,1
Южное Купольное	5	0,01
Водопадное	2	0,01
Сульфидное	2	0,01
Озерное **	1	0,01

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

** Галенит в сростках с кварцем.

Т а б л и ц а 19

Содержание свинца в породах Китхойского рудопоявления, %*

Название пород	Число анализов	Содержание Pb	
		максимальное	характерное
Гранодиориты	15	0,08	0,006
Диориты	21	0,06	0,005
Габбро-диориты	19	0,06	0,01
Андезиты	34	0,04	0,003

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

Т а б л и ц а 20

Содержание свинца в кварце, %*

Название пород и агрегатов	Число анализов	Содержание Pb
Кварц монокварцитов	5	Сл. — 0,01
“ опалитов	18	Сл. — 1,0
“ гребенчатый	35	Сл. — 0,01
“ сахаровидный	37	Сл. — 0,001

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

Серебро также является аксессуарным компонентом руд рассматриваемых гидротермальных проявлений района. Оно пользуется распространением в основном в рудопоявлениях жильного типа. В зонах вторичных кварцитов серебро широко проявляется только в подзоне монокварцитов (табл. 17). В жильных полисульфидных рудопоявлениях серебро, как правило, преобладает над золотом: отношение Ag/Au

Таблица 21

Содержание цинка в породах рудопроявления Китхойское, %*

Порода	Число анализов	Характерное содержание Zn
Гранодиориты	15	0,008
Диориты	21	0,01
Габбро-диориты	19	0,025
Андезиты	34	0,09

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

Таблица 22

Содержание свинца в турмалине, %*

Рудопроявление	Число анализов	Содержание Pb
Вершина 1200 м	2	0,04—0,07
Тимановское	3	0,01—0,09
Озерное**	10	0,02—0,05
Перевальное	5	0,01—0,1

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

** Турмалин в сростках с кварцем.

Таблица 23

Содержание меди в породах Китхойского рудопроявления, %*

Название пород	Число анализов	Характерное содержание Cu
Гранодиориты	15	0,0003
Диориты	21	0,0003
Габбро-диориты	19	0,0006
Андезиты	34	0,0009

* Аналитик — А.М. Сапожникова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

здесь равно 30, а в моносulfидных кварцитах величина отношения Ag/Au нередко близка к единице.

На образцах рудопроявления Китхойское проводились исследования взаимоотношений различных рудообразующих элементов друг с другом. Исследования проводились методом построения графиков условных содержаний этих элементов в рудах (рис. 20). Были использованы

Порода	Число анализов	Элементы примесей				
		Be	Ca	Mo	V	Li
Диориты	21	—	0,001	—	0,04	—
Гранодиориты	15	—	—	—	0,007	—
Габбро-диориты	19	—	0,003	—	0,0001	—
Андезиты	34	—	—	—	0,0003	—
Пропилиты	40	—	0,003	—	0,007	—
Кварц-турмалиновый прожилок	27	—	0,007	—	0,04	—
Кварц-эпидотовый прожилок**	15	—	0,003	—	0,013	—
Кварц-сульфидный прожилок**	67	0,001	0,0015	0,001	0,0045	—
Прожилок гребенчатого кварца**	49	0,0065	—	—	0,0007	—
Кварц-карбонатный прожилок**	13	0,001	—	0,0003	—	0,003
Монокварцит	5	0,00150	0,003	—	0,013	—
Опалит	18	0,00050	0,0015	—	0,01	—
Аргиллизит	6	—	0,001	—	0,0007	—
Кварц-серицитовый кварцит	5	—	0,003	—	0,0003	—
Кварц-серицитовый кварцит с пиритом	10	—	0,001	—	0,01	—
Дайка андезитовых порфиритов	3	0,0005	0,003	—	0,013	—

* Анализировалась вся масса жильного выполнения.

** Аналитик А.М. Сапожникова, ИВ ДВНЦ АН СССР.

результаты опробования, проведенные партией Камчатского ТГУ. Результаты приведены в виде четырех графиков, из которых следует прямая связь золота с серебром и обратная — между содержанием свинца и цинка. Форма нахождения Ag в рудах рассматриваемых образований остается неясной. Лишь на рудопроявлении Китхойское в единственном аншлифе установлены серебро, аргентит и стефанит. Главным носителем серебра в изученных рудах является галенит (табл. 18). Наиболее обогащен серебром, по данным спектрального анализа, галенит рудопроявления Китхойское.

Можно предположить, что серебро в изучаемых рудах находится в изоморфной форме главным образом в составе галенита, а также в незначительных количествах в других сульфидах.

Свинец является основным компонентом руд гидротермальных проявлений изучаемого района, присутствует в незначительных количествах

Элементы примесей						
Co	Ni	Zr	Cr	Sr	Ba	Y
—	0,007	0,05	0,02	0,05	0,1	—
0,005	—	0,05	0,01	0,01	1,0	—
0,007	0,015	0,04	0,02	0,09	0,5	—
0,001	—	0,03	0,007	0,007	0,05	—
0,002	0,006	0,09	0,02	0,05	1,0	0,0015
0,01	0,015	0,05	0,007	0,01	—	—
0,005	0,045	0,04	0,03	0,05	1,0	—
0,005	0,002	0,045	—	0,01	1,0	—
0,002	—	—	0,001	—	—	—
—	—	—	0,001	1,0	0,04	—
0,006	0,004	0,009	0,002	0,007	1,0	0,003
—	0,002	0,03	0,015	0,05	0,2	—
0,005	0,045	—	0,03	—	—	—
0,002	0,005	—	0,015	—	—	—
0,01	0,0045	—	0,05	—	—	—
0,005	0,006	0,04	0,02	0,01	1,0	—

во вмещающих оруденение диоритах и андезитах миоцена, о чем говорит повышенный кларк свинца в этих образованиях (табл. 19). Однако самостоятельных минералов этого элемента при детальном минералогическом исследовании в магматических породах обнаружено не было. Очевидно, он присутствует в изоморфной форме в породообразующих и акцессорных минералах.

Главным концентратом свинца в гидротермальных проявлениях рассматриваемого района является галенит. Помимо этого, свинец спектральным анализом был обнаружен в кварце из монокварцитов и опалитов (табл. 20). В них при тщательном минералогическом исследовании установлено отсутствие галенита, что говорит о нахождении свинца в рудах полиметаллических проявлений также в виде примесей в различных рудообразующих минералах. Наибольшим распространением в гидротермальных проявлениях Китхойского руд-

Таблица 25

Содержание элементов-примесей в мономинеральных пробах Авачинско-Китхойской

Определе- ние проб	Чис- ло ана- лиз	Элементы примеси						
		Be	Ga	Mo	V	Li	Co	Ni
Кварц I	12	—	0,005	—	0,005	—	0,002	0,003
" II	10	—	0,003	—	0,008	—	0,005	0,02
" III	27	0,0065	—	—	0,0007	—	0,002	—
" IV	35	0,001	—	—	—	—	—	—
" V	5	0,003	—	—	—	0,003	—	—
Сфалерит III	32	—	—	—	—	—	0,003	—
Галенит II	29	—	—	0,0013	—	—	—	—
Пирит III	43	—	—	0,001	0,0005	—	—	0,001
Борнит III	1	—	—	—	—	—	0,01	0,04
Кальцит	12	—	—	—	—	0,003	—	—
Гематит	2	—	—	—	0,001	—	—	—
Турмалин	20	—	0,007	—	0,04	—	0,015	0,01
Эпидот	3	—	0,003	—	0,013	—	0,005	0,045
Халькопирит	7	—	—	0,001	—	—	0,001	—
Кварц моно- кварцитов	4	0,0003	—	—	0,003	—	0,01	—
опалитов	2	—	—	—	0,005	—	0,02	0,001
аргиллизитов	4	—	0,001	—	0,0001	—	0,015	0,03
кварц-сланци- стых кварци- тов	2	—	0,001	—	0,0015	—	—	—
Пирит кварц- сланцистых кварцитов	10	—	—	—	—	—	—	0,002
Галенит мо- нокварцитов	1	—	—	0,0003	—	—	0,003	—

* Аналитик А.М. Сапожникова, ИВ ДВНЦ АН СССР.

ного узла пользуются руды, содержащие повышенное количество свинца.

Цинк относится к основным полезным компонентам полиметаллических руд региона. В магматических породах он не образует самостоятельных минералов, что видно из детальных минералогических исследований, но в то же время этот элемент, как и свинец, обладает повышенным по сравнению с кларковыми содержанием в магматических породах миоцена (табл. 21).

Очевидно, цинк фиксируется в виде примеси в темноцветных минералах, изоморфно замещая магний и железо, которые по величине ионных радиусов близки к цинку [48]. Спектральным анализом установлено присутствие цинка в турмалине (табл. 22). Другие темноцветные минералы на Zn не проверялись.

Элементы примеси

Zr	Cr	Sr	Ba	Y	As	Sb	Bi	Cd
0,02	0,001	0,001	0,1	—	—	—	—	—
0,001	0,003	0,001	0,01	—	—	—	—	—
—	0,006	0,016	0,05	—	—	—	0,001	—
—	0,001	—	0,001	—	—	—	—	—
—	0,003	0,003	0,005	—	—	—	—	—
—	0,001	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,01	0,01	—	—	0,03	0,1	0,05
0,05	0,001	0,003	0,01	—	0,01	—	0,01	0,005
—	—	—	—	—	0,01	—	0,001	—
—	—	1,0	0,04	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,07	0,01	—	—	—	—	—	—	—
0,04	0,03	0,05	1,0	0,0015	—	—	—	—
0,005	0,003	—	0,005	—	0,1	—	0,01	0,005
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,001	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,001	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
—	—	0,01	—	—	—	0,01	0,001	0,01

Главным минералом-концентратом цинка в гидротермальном процессе является сфалерит; иные формы его концентрации в этих образованиях не известны. Основная масса цинка в рудопоявлениях Авачинско-Китхойской зоны поднятий локализована в кварц-сульфидных жильных образованиях, а в рудопоявлениях, связанных со вторичными кварцитами, цинк играет подчиненную роль.

Рудопоявления с повышенным содержанием меди приурочены только к Заозерному рудному полю. Содержание меди в магматических образованиях не превышает кларковых (табл. 23). Тем не менее этот элемент образует скопления в гидротермальных проявлениях: в Заозерном рудном поле медь встречается в составе борнита; в остальных рудопоявлениях района медь является второстепенным компонентом руд и находится в составе халькопирита.

Таблица 26

Изотопный состав серы

Рудопроявление	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$	Рудопроявление	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$
Китхойское	Пирит	-2,0	То же	"	-5,6
"	Сфалерит	+2,3	Тимановское	"	-3,0
"	Галенит	+1,1	Водопадное	"	+3,5
"	Пирит	-2,0	"	Галенит	-0,8
"	"	+0,8	"	Сфалерит	-1,2
"	Галенит	-6,4	Глубокое	"	-3,1
Вершинское	Пирит	+2,1	"	Галенит	-3,8
Правое Китхойское	"	-3,0	Сульфидное	Пирит	-4,5

Руды полиметаллических рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятий наряду с основными компонентами (свинец, цинк, медь) содержат ряд редких и рассеянных элементов (табл. 24, 25).

Кроме приведенной характеристики содержаний металлов в гидротермальных образованиях района, нами исследовался и анионный состав их, в частности изотопный состав серы сульфидов.

Изотопный состав серы сульфидов отражает соотношение изотопов этого элемента в первичном источнике рудообразующего вещества в процессе разделения изотопов в ходе гидротермального минералообразования [41]. Нами был исследован изотопный состав серы сульфидов из рассматриваемых рудопроявлений. Анализы выполнены в лаборатории МГУ аналитиком С.А. Комиссаровой (табл. 26).

Значения изотопного состава серы, входящей в состав пирита и других сульфидов из одного или из разных рудопроявлений, обнаруживают неодинаковый разброс. В целом изотопное отношение серы ($\delta^{34}\text{S}$) находится в пределах (-) 6,4 — (+) 3,5, которые считаются незначительными и позволяют принять единым источник серы, а значит и сульфидов. Подобные пределы изотопного отношения серы характерны для сульфидов вулканических районов.

Известно, что при значении $\delta^{34}\text{S}$, близком к нулю, источником серы могла быть верхняя мантия [66]. Таким образом, можно предполагать мантийное происхождение серы в рассматриваемых проявлениях полиметаллической минерализации. Вывод о конкретном источнике серы, к сожалению, сделать не удалось ввиду малого количества анализов и принадлежности почти всех анализируемых сульфидов к разным жилам.

Геологические условия формирования гидротермальной минерализации позволяют сделать вывод о том, что все полиметаллические рудопроявления Авачинско-Китхойской зоны поднятий относятся к двум типам: метасоматическим зонам гнездово-вкрапленного моносльфидного оруденения и жильным полисульфидным телам. Эти два типа рудных образований представляют собой разные стороны единого гидротермального процесса, проявившегося в миоцене в рассматриваемом районе (табл. 27). *Общность процесса подчеркивается тем, что оба типа рудопроявлений тяготеют к выходам миоценовых интрузивных массивов, что позволяет говорить об их парагенетической связи с единым магматическим очагом, из которого поступали рудообразующие гидротермальные растворы. Это положение подчеркивается и единством времени образования, нижняя граница которого — становление интрузивов диоритов, верхняя — отложения алнейской серии. Для всех рудопроявлений характерен четкий тектонический контроль, причем структура рудопроявлений хорошо согласуется с вулкано-тектоническими структурами и со структурными элементами становления интрузивных тел. В пользу единства процесса рудообразования говорят и постоянство основных рудных компонентов в рудопроявлениях вне зависимости от типа последних: Pb, Zn, Cu — и результаты изотопного анализа серы. Повторяемость ассоциаций этих двух типов рудопроявлений в ряду глубинности становления интрузивов также говорит о связи этих рудных образований с единым очагом, питавшим эти системы рудообразующим раствором. На фоне этих общих закономерностей формирования рудопроявления Авачинско-Китхойской зоны поднятий характеризуются различными чертами, что позволило разделить их на два типа: моносльфидные гнездово-вкрапленные (вершинский тип) и полисульфидные жильные рудопроявления (китхойский тип).*

Рудопроявления вершинского типа характеризуются отсутствием какой-либо пульсации во времени, для них не характерна стадийность процесса. Рудопроявления китхойского типа изобилуют разнообразными гидротермальными жильными образованиями, на основании изучения которых предполагается формирование рудных тел в несколько стадий гидротермального процесса. В целом для изучаемого района это кварц-турмалиновая, кварц-эпидотовая, кварц-сульфидная, гребенчатого кварца и кварц-карбонатная стадии. На разных рудопроявлениях присутствуют различные из перечисленных стадий рудообразования, но

Таблица 27

Сравнительная характеристика рудопоявлений вершинского и китхойского типов

Показатели	Рудопоявление	
	Китхойское	Вершинское
Связь с интрузивами диоритов	Парагенетическая	Парагенетическая
Состав руд	Pb, Zn, Cu	Pb, Zn, Cu
Изотопный состав серы сульфидов (величина $\delta^{34}S$)	(-) 6,4 - (+) 3,5	(-) 5,6 - (+) 2,1
Соотношение с тектоникой	Четкий контроль локальными тектоническими нарушениями	Контроль мощными зонами дробления и трещиноватости
Гидротермально измененные породы	Березиты, пропилиты	Опалиты, аргиллизиты, кварц-слюдистые кварциты, пропилиты
Зональность:		
горизонтальная	Отсутствует	Четко проявлена
вертикальная	Проявлена слабо	Четко проявлена
Размеры минерализованных тел по:		
мощности	0,2-0,5 м	до 10 м
простираению	до 100 м	до 2000 м
Контакт метасоматитов с вмещающими породами	Постепенный	Резкий
Морфология рудных тел	Жильные тела выполения	Неправильные по форме метасоматические тела
Структуры руд	Среднезернистые, крупнозернистые	Мелкозернистые
Текстуры руд	брекчиевые, прожилковые, друзовые, кокардовые	Гнездово-вкрапленные, массивные
Стадийность процесса минералообразования	Пять стадий: кварц-турмалиновая, кварц-эпидотовая, кварц-сульфидная, гребчатого кварца, кварц-карбонатная	Отсутствует
Минералогия рудных тел	Полисульфидные образования	Моносulfидные образования
Отношение Ag/Au в рудах	30	1
Глубина формирования по отношению к интрузивным телам	Эндо- и экзоконтактная зона	Весь разрез паратунской свиты от кровли интрузива до подошвы алнейских образований

обязательно присутствие кварц-сульфидной, являющейся основной рудной стадией.

Рудные тела китхойского типа представляют собой кварц-сульфидные жилы, образовавшиеся в результате выполнения пустот, они подразделяются на несколько морфологических типов — от простых пластообразных тел до сложных построенных штокверковых и протяженных жильных зон при мощности отдельных жил 0,2—0,5 м, иногда достигающих 5 м; прослежены жильные тела по простиранию на расстоянии до 300 м. Жильные образования характеризуются крупнозернистыми структурами; имеются пустоты с друзами крупногребенчатого кварца. Рудные тела вершинского типа представляют собой гнездо скопленных сульфидов метасоматического генезиса в зоне развития существенно кварцитовых фаций вторичных кварцитов; размеры гнездово-вкрапленных тел исчисляются сантиметрами, а иногда достигают нескольких метров. Для этого типа характерны мелкозернистые структуры.

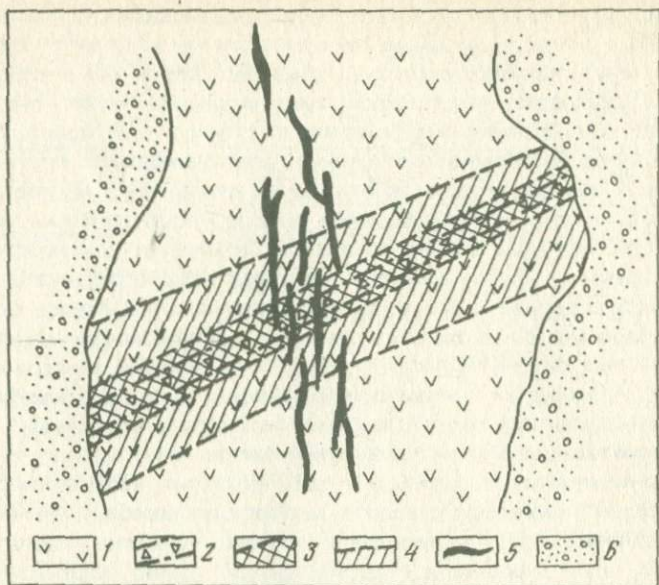
Минерализованные зоны второго типа богаты минералами; из рудных в них присутствуют пирит, магнетит, сфалерит, халькопирит, гематит, молибденит, самородное золото, самородное серебро, галенит, киноварь, марказит и др.; из нерудных — кварц, турмалин, хлорит, циозит, эпидот, гранат, актинолит, адуляр, альбит, пренит, карбонат и др.

Рудопроявления первого типа бедны минералами; здесь преобладает кварц с тонкой вкрапленностью пирита, очень редко галенит, сфалерит, борнит, реже другие сульфиды, определение которых затруднено ввиду тонкодисперсной формы их нахождения.

Околожильные изменения рудопроявлений китхойского типа выражаются в турмалинизации, эпидотизации, хлоритизации, адуляризации, кальцит-серицитомом и пирит-гидрослюдистом замещении пород и сопровождаются окварцеванием. По минеральному составу эти гидротермально-измененные породы сходны с березитами. Гидротермально измененными породами зон монокварцитов на рудопроявлениях вершинского типа являются породы формации вторичных кварцитов: опалиты, аргиллизиты и др.

Помимо различия в минералогическом составе измененных пород рудного поля, наблюдаются и различия в геолого-структурном контроле их размещения. Березиты обычно приурочены не к зальбандам отдельных жил, а к площадям концентрации последних, причем в расположении разных фаций изменений отсутствует какая-либо зональность относительно жильных тел. Четких границ между фациями нет; наблюдается постепенный и широкий (исчисляемый метрами) переход к измененным, регионально пропилитизированным породам.

На рудопроявлениях вершинского типа отмечается приуроченность метасоматически измененных пород к конкретным существенно кварцевым телам. Здесь наблюдается горизонтальная зональность в расположении различных подзон измененных пород. Их контакты между собой, а также с вмещающими породами четкие, резкие. Мощность изменений исчисляется десятками метров, достигая в некоторых случаях ста метров в зависимости от размеров центральных существенно кварцевых подзон.



Р и с. 21. Прожилки кварц-сульфидного состава пересекают зону интенсивного аргиллизированных пород рудопроявления Южного Купольного

1 — андезиты пропилитизированные, 2 — зона дробления, 3 — зона опалитизации рассланцованных пород, 4 — аргиллизиты, 5 — кварц-сульфидные прожилки, 6 — современные рыхлые отложения

Рудопроявления китхойского типа приурочены к провесам кровли интрузива и не встречаются в поверхностных условиях, а оруденение вершинского типа размещено по всему разрезу — от кровли интрузивов до подошвы алнейской серии.

Рассматриваемые два типа полиметаллического оруденения нельзя объяснить вертикальной зональностью. Взаимопереходов между ними не наблюдается. Более того, в некоторых случаях фиксируется совместное нахождение обоих типов на одних уровнях глубинности. Закартированы случаи пересечения гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов жильными образованиями (рис. 21).

Установлены наглядные примеры проявления первичной зональности в рудных образованиях. В гидротермальных телах устанавливается как пульсационная зональность, так и зональность отложения [5]. Так, в жильных многосульфидных проявлениях ярко представлена пульсационная зональность, а в минерализованных зонах формации вторичных кварцитов широко развита зональность отложения. Помимо этой вертикальной и горизонтальной генетической зональности минерализованных тел и рудопроявлений в целом, нами установлена также пространственная зональность в расположении самих рудопроявлений рассматриваемых рудных полей.

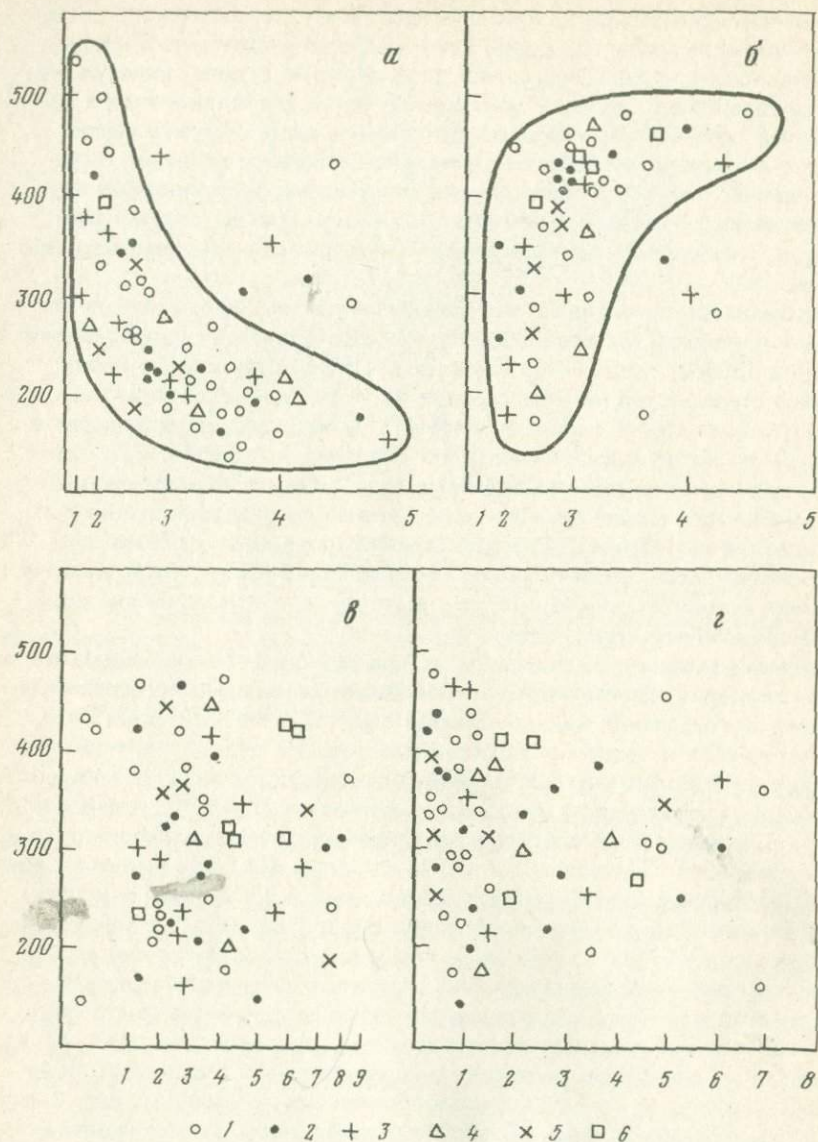
Пульсационная или стадийная горизонтальная зональность определенных минерализованных тел лучше всего изучена на примере жил рудо-

проявления Дальнее. Здесь жильные тела имеют симметричное зональное строение: в призальбандовой части расположена оторочка кварц-сульфидного материала, образовавшаяся в третью стадию процесса минералообразования; далее, к центральной части, расположена зона, выполненная гребенчатым кварцем; центральная часть сложена сахаровидным кварцем с карбонатами. Подобное зональное строение минерализованных тел характерно для многих жильных рудопроявлений; оно объясняется последовательным изменением состава рудных растворов, происходящим при повторном приоткрывании рудовмещающих трещин [30].

Вертикальная зональность минерализованных тел, связанная со стадийным процессом минералообразования, проявлена на рудопроявлении Вершина 1200 м, где одна из выявленных пяти жильных зон имеет сложное строение: на нижних горизонтах — это зона дробления, выполненная кварц-турмалиновым цементом, с незначительным развитием в центральной части кварц-сульфидного материала; на верхних же горизонтах она имеет кварц-сульфидный состав. Другим примером подобной зональности может служить зона Главная на рудопроявлении Китхойское, где на нижних горизонтах широко проявлены образования кварц-эпидотовой стадии процесса минералообразования, тогда как на верхних горизонтах таковые почти отсутствуют, и зона сложена здесь кварц-сульфидным материалом.

Кроме пульсационной зональности, для рудопроявлений жильного типа характерна и зональность отложения, выражающаяся в неравномерном распределении как по горизонтали, так и по вертикали рудных минералов и основных компонентов руд. На рудопроявлении Китхойское наибольшим распространением галенит пользуется на верхних частях рудопроявления, а сфалерит — на нижних [57]. Это подчеркивается и данными по распределению основных полезных компонентов рудопроявления Китхойское по вертикали (рис. 22). Приведенные графики содержания золота, серебра, цинка, свинца составлены в условных единицах (по данным опробования рудопроявления Китхойское, проведенного КТГУ). Из графиков следует, что золото и серебро распределены довольно равномерно по вертикали изученного рудопроявления, тогда как цинк характерен для нижних горизонтов, а свинец встречается в значительных количествах только на верхних горизонтах. Подобная зональность в распределении минеральных ассоциаций, образовавшихся в одну стадию минералообразования, по мнению В.И. Смирнова [51, 52], может быть обусловлена изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на путях их движения с последовательным отложением минеральных комплексов, характеризующихся различным соотношением рудообразующих минералов. Зональность может быть вызвана рядом взаимосвязанных обстоятельств: снижением температуры, проявлением кислотно-щелочной дифференциации, перепадом давления, изменением режима серы, кислорода и других элементов и т.п.

Наиболее типична зональность отложения в рудопроявлениях, связанных с образованиями формации вторичных кварцитов. Эти образования,



Р и с. 22. График "распределение-содержание" компонентов руд по вертикали а - золота, б - серебра, в - цинка, г - свинца. На диаграммы вынесены данные опробования рудопроявлений Китхойского рудного поля (по материалам В.Е. Дилоняна). Содержания приводятся в условных единицах. Рудопроявления: 1 - Китхойское, 2 - Дальнее, 3 - Южное Купольное, 4 - Северное Купольное, 5 - Вершина 1200 м, 6 - Лагерное

как было показано, имеют симметрично зональное строение в горизонтальном направлении. Установлено пять типов разрезов зон вторичных кварцитов, для каждого из которых характерна определенная схема зональности. Причиной зонального размещения фаций метасоматических образований, судя по составу новообразований (хлорит, каолинит, алунит, опал, кварц), форме их нахождения в породе (псевдоморфозы) и мономинеральному составу метасоматитов внутренних зон, является дифференциальная подвижность компонентов. Поэтому зональность вторичных кварцитов нами рассматривается на основе теории метасоматических процессов Д.С. Коржинского [32].

В пространственном размещении минеральных типов кварцитов наблюдаются закономерности, которые можно трактовать как вертикальную зональность. Каждый из указанных разрезов зон вторичных кварцитов характерен для определенного рудного поля, а последние выделены нами в связи с определенными массивами субвулканических интрузивов, которые представляют определенный ряд глубинности их становления. В предыдущих главах нами были показаны приуроченность зон вторичных кварцитов к выходам диоритов, их минеральный состав. Заозерный тип разрезов этих метасоматических зон установлен только в районе выходов Заозерного интрузива диоритов, тимановский тип характерен для Тимановского интрузива и т.д., причем для Китхойского интрузива характерен также и вершинский тип разрезов метасоматитов. Такое выделение ассоциаций определенных зон вторичных кварцитов с массивами субвулканических интрузивов различной глубины отражает и своего рода ряд глубинности формирования этих метасоматических образований. На основании данных о распространении в пространстве метасоматитов Авачинско-Китхойской зоны поднятий можно представить идеализированную колонку их распространения по вертикали, или, другими словами, вертикальную зональность (см. рис. 14). Интересно отметить, что в связи с зонами метасоматически измененных пород рассматриваемого региона намечается два уровня полиметаллической минерализации: приповерхностные оруденелые зоны, связанные с развитием подзоны монакварцитов, опалитов; более глубинные колчеданные залежи в пиритизированных породах, которые приурочены к кварц-серицитовым подзонам гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов.

Зональное расположение жильных рудопоявлений района выражается в том, что в вышеуказанном ряде глубинности субвулканических образований, с которыми парагенетически связаны и эти гидротермальные проявления, устанавливается закономерность более широкого развития образований первой кварц-турмалиновой стадии на рудопоявлениях Заозерного рудного узла, связанного с формированием более глубокого интрузива диоритов. Кварц-карбонатные прожилки (относящиеся к последней, самой низкотемпературной стадии гидротермального процесса) наиболее распространены на рудопоявлениях Китхойского рудного узла, приуроченного к близповерхностному кольцевому Китхойскому интрузиву диоритов (см. табл. б).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Постмагматические образования района формировались из водных растворов. Для объяснения их генезиса большое значение имеет величина физико-химических параметров систем, в которых формировались гидротермалиты. Поэтому, помимо геологической стороны изучаемых рудопроявлений, нами восстанавливаются физико-химические условия, при которых проходило рудообразование. Делается попытка дать количественную оценку основных параметров состояния рудообразующих растворов. К этим параметрам относятся температура процесса, давление или глубина формирования рудопроявлений, pH и геохимия растворов, а также динамика растворов или скорость их циркуляции.

Температура образования гидротермалитов определялась методом гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений. Глубина формирования определялась методом восстановления величины эрозионного среза, pH растворов (водных вытяжек из различных минеральных образований) — электрометрическим путем. Динамика рудообразующих растворов оценивалась по текстурно-структурным особенностям гидротермальных образований.

ГОМОГЕНИЗАЦИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ И ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ

Температура минералообразования определялась в основном по методике гомогенизации газовой-жидких включений жильных минералов [23]. Несколько определений сделано методом декрепитации. Определены максимальные температуры гомогенизации без разделения включений на первичные, вторичные и мнимо вторичные, что позволяет говорить только о верхних температурных границах процесса. Гомогенизация проводилась в термокамере конструкции Долгова с диапазоном рабочих температур до 500°C. Широкое распространение в жилах гребчатого кварца и шестоватого кварца позволяет предположить существование небольших давлений в момент формирования кварцевых жил. Это дает возможность при определении температур минералообразования не вносить поправку на давление из-за малой ее величины. В случае введения поправки на давление значения температур могут только увеличиться. Полученные результаты исследований указывают на относительную, а не на абсолютную температуру минералообразования.

Изучение газовой-жидких включений под микроскопом свидетельствует, что в кварце продуктивной кварц-сульфидной стадии присутствуют включения самых разнообразных морфологических типов. Наибольшим распространением пользуются включения правильной, чуть уплощенной формы, реже появляются включения с заливчатыми очертаниями. По генетическим признакам включения делятся на первичные и вторичные; последние имеют подчиненное значение и располагаются в трещинах, пересекающих зерна кварца. При изучении газовой-жидких включений в кварцах других стадий отмечается полигенность минерализации. Наряду с газовой-жидкими включениями в кварце встречены газовые. Возможно, минералы отлагались из газовой-жидких или газообразных растворов. Эти последние зафиксированы в основном в минералах первой, кварц-турмалиновой стадии.

На основании более 900 замеров температур гомогенизации газовой-жидких включений можно сделать вывод, что минералообразование происходило в интервале температур от 410 до 80° С (табл. 28). Причем температуры формирования собственно-продуктивной ассоциации не выходят за пределы 330—190°, что свидетельствует об изменении режима образования минералов от высоко- до среднетемпературных условий. Следовательно, полиметаллическое оруденение Авачинско-Китхойской зоны поднятий не относится к низкотемпературному типу, как считалось ранее, а принадлежит к среднетемпературным гидротермальным образованиям.

Температуры формирования минералов по стадиям (в интервалах верхних границ гомогенизации газовой-жидких включений) показывают вероятные температуры формирования жильной минерализации и позволяют предполагать сходство минералообразующих процессов и родство растворов, формирующих гидротермальные проявления, связанные с разноглубинными субвулканическими массивами Авачинско-Китхойской зоны поднятий.

Таблица 28

Температура формирования жильной минерализации по стадиям процесса (по гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений)

Стадия минерализации	Минерал	Т, °С	Число	
			образцов	определений
Кварц-турмалиновая	Кварц	410—310 ^o	3	3
То же	Турмалин	360	1	1
Кварц-эпидотовая	Кварц	340—240	5	7
То же	Эпидот	300—230	2	2
Кварц-сульфидная	Кварц	330—190	30	670
Гребенчатого кварца	"	300—200	10	200
Кварц-карбонатная	"	170—150	10	50
То же	Кальцит	130—80	10	10

Таблица 29

Температура гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений в кварце кварц-сульфидной стадии рудопроявлений

Интрузивный массив	Т, °С	Число	
		образцов	определений
Заозерный	310–250	5	70
Тимановский	330–220	3	50
Сарыцинский	270–210	2	40
Китхойский	290–190	20	510

Таблица 30

Температура гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений в кварце кварц-сульфидных жил из эндо- и экзоконтактовой зоны Китхойского интрузива

Местоположение жил относительно интрузива	Т, °С	Число	
		образцов	определений
Эндоконтакт	290–190	6	210
Экзоконтакт	260–190	5	150

Распределение температур гомогенизации кварца основной стадии проявлений, связанных с интрузивами различной глубины становления, показывает, что с Заозерным связаны более высокотемпературные образования, а с Китхойским, самым близповерхностным (табл. 29), — более низкотемпературные, т.е. указанная выше зональность в размещении различных жильных тел в связи с разноглубинными массивами подтверждается температурной зональностью размещения гидротермальных образований.

Интересна температурная зональность жильной минерализации в связи с различной удаленностью жил от эндоконтактов интрузивов. Это хорошо видно на примере гидротермальных проявлений, связанных с Китхойским интрузивом (табл. 30). Здесь температура гомогенизации включений в кварце продуктивной стадии резко снижается по мере удаления от контакта интрузива. Это подчеркивает парагенетическую связь рассматриваемых магматических и гидротермальных образований.

В одной протяженной жиле температура гомогенизации включений в кварце из образцов, отобранных в разных участках, практически не отличается (табл. 31) независимо от вмещающих пород и расстояния от контакта с интрузивным телом.

Кварц из кварц-серицитовых метасоматитов содержит большое количество включений, характер которых резко меняется от существенно газовых к газовой-жидким, причем фиксируется их совместное нахож-

Таблица 31

Температура гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений в кварце кварц-сульфидной жилы из экзоконтактовой зоны Китхойского интрузива

Расстояние от контакта с интрузивом, м	Т, °С	Число	
		образцов	определений
30	270–250	1	2
50	280–250	2	10
180	280–240	2	15

дение. Присутствие подобных включений свидетельствует о вскипании растворов [23, 24, 27]. Ввиду малых размеров включений в кварце этих проявлений замеры температур образования были сделаны методом декрепитации. Растрескивание кварца и пирита проявлено слабо. Температура начала растрескивания — 300–250°С.

Температуры гомогенизации и декрепитации дают представление об условиях охлаждения гидротермальных растворов при восходящем движении их из зоны генерации. Показано [28], что температурный режим растворов зависит от многих причин: одни из них охлаждают растворы, другие, напротив, нагревают или скорее противодействуют охлаждению их. Основными факторами разогрева растворов являются процессы осаждения твердых фаз, изменения боковых пород, теплообмен с более горячей внешней средой. Быстрый сброс давления, теплообмен с относительно более холодными вмещающими породами, гидротермальное выщелачивание, смешение с порциями грунтовых вод — все эти процессы ведут к охлаждению растворов.

Как видно, первая группа факторов характерна для жильных проявлений, а вторая — для метасоматических зон. В силу этого первые имеют более высокие температуры гомогенизации включений в кварце, а вторые — более низкие. Этим можно объяснить обратную температурную зональность минерализации в рассматриваемых проявлениях.

КИСЛОТНОСТЬ-ЩЕЛОЧНОСТЬ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК ИЗ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Величина рН среды минералообразования в гидротермальном процессе является одним из важнейших факторов, определяющих условия минерало- и рудообразования. Этот фактор контролирует поведение рудных компонентов в растворах, начиная с момента генерации их и кончая процессами отложения минеральных ассоциаций.

В основу проведенных исследований кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов положены представления о наличии в гидротермальных образованиях газовой-жидких включений, которые существенно меняют значения показателя концентрации водородных ионов суспензии этих минералов. Исследования велись методом водных вытяжек.

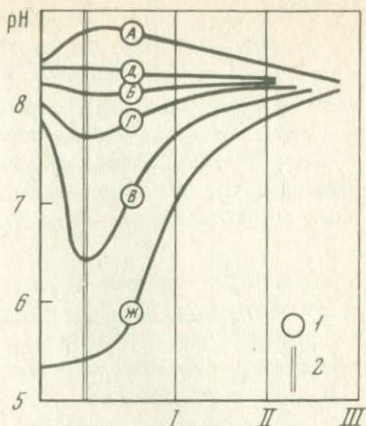
Измеренные рН суспензий минералов отличаются от абсолютных значений для растворов, образовавших исследуемые минеральные агрегаты, так как в работе не учтена роль остаточных растворов, вторичных наложенных процессов, растворения минералов и высокой температуры первоначальных растворов. Все это не только меняло значения показателей рН, но и существенно сдвигало нейтральную точку растворов. Отклонения были вызваны и самой методикой работ, например разбавлением растворов, извлечением водных вытяжек из минеральных агрегатов. Поэтому первоначальная задача сводилась к выработке стандартных условий анализа, при которых все указанные выше ошибки, связанные с методикой, оставались бы постоянными, одинаковыми для всех образцов, и влияли бы только на абсолютную величину рН, а относительная величина этого параметра и характер его изменения оставался постоянным. Опытным путем были определены: оптимальное значение степени измельчения анализируемого материала; количество растворителя; время установления равновесия; температура, при которой проводились определения рН растворов и др.

При определении рН суспензий минеральных образований различного состава время установления физико-химического равновесия между твердой фазой и растворителем может быть различно, поэтому перед началом работ был проведен ряд экспериментов по определению наиболее рационального отрезка времени, необходимого для установления равновесия. Измеряемые значения рН согласно уравнению Нернста зависят в значительной степени от концентрации ионов водорода в растворителе, т.е. перед началом измерений было необходимо определить оптимальное отношение твердой и жидкой фаз. Температура препарата, в котором приводится измерение рН, является одним из факторов, влияющих на значение этой величины. Нами была определена температура, при которой лучше проводить измерения. Мы не могли провести замеры рН суспензий минералов и пород непосредственно в полевых условиях, сразу после отбора проб, а также после их дробления, поэтому была проведена серия экспериментов по установлению степени влияния сроков хранения проб в порошке на результат анализа. Полученные результаты показывают, что длительный срок хранения порошков размером до 0,25 мм не повлиял на рН, а для проб, истертых до пудры, рН резко менялся при хранении в течение 6 час. Также были проведены работы по определению оптимальной степени истирания проб. В результате установлены следующие оптимальные параметры условий, при которых проводились определения рН суспензий исследуемых минералов и пород: время установления равновесия — не менее 0,5 часа; отношение твердой фазы к жидкой — 1 : 1; температура суспензий — 17°; степень истирания анализируемого материала — пудра.

Всего проведено несколько сотен определений рН водных вытяжек из минеральных агрегатов. Полученные результаты приведены в виде двух графиков. На первом графике вынесены значения рН образцов, отобранных по профилям вкрест простирания различных типов жилков, отдельно для каждой стадии гидротермального процесса жиль-

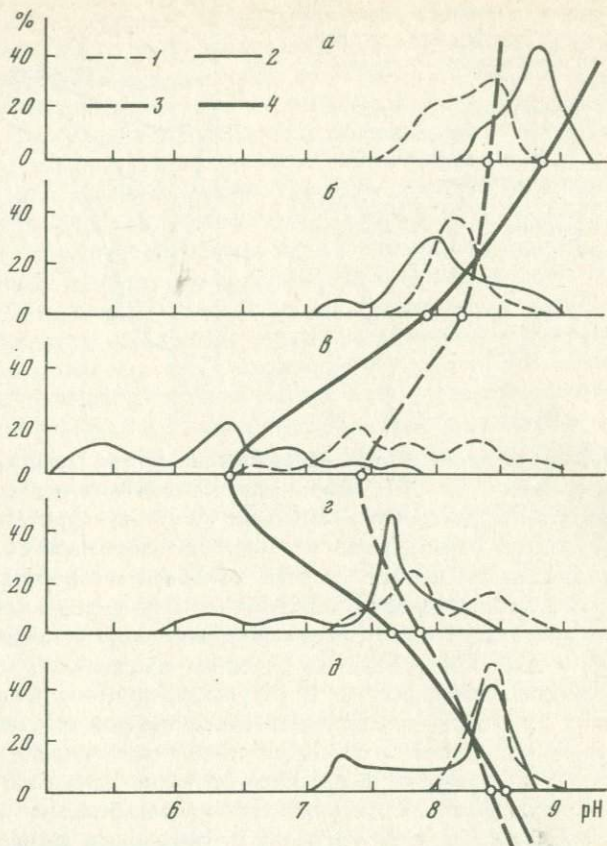
Р и с. 23. Графики изменений величины рН по профилям, ориентированным перпендикулярно простиранию различных минерализованных тел

а — кварц-турмалиновые прожилки, б — кварц-эпидотовые, в — кварц-сульфидные, г — прожилки гребенчатого кварца, д — кварц-карбонатные прожилки, ж — зоны монокварцитов; I-III — поля отбора проб; 1 — кривые изменения рН, 2 — зальбанды минерализованных тел



ных образований, а также для минерализованных зон гнездово-вкрапленного оруденения (рис. 23). Максимальные значения исследуемого параметра выявлены для призальбандовых участков гидротермальных тел; они интенсивно уменьшаются по мере удаления проб от последних. Характер изменения рН зависит от типа минерального образования и его мощности. Для наглядности и возможности сопоставления при построении графиков все рассматриваемые образования приведены к одному значению мощности и введены условные расстояния отбора проб зальбандов минерализованных тел. В результате получено шесть кривых изменения рН, различных для прожилков каждой из указанных стадий минералообразования и зон монокварцитов. Значения рН образцов, отобранных из прожилков, остаются постоянными, наибольшие колебания этого параметра характерны для призальбандовой и внешней части прожилков. По мере удаления от прожилков величина рН приближается к значению, равному 8,3, независимо от типа прожилка; кривые в центральной части прожилков также стремятся к этой величине. Кривая рН для зон монокварцитов принципиально отличается от всех остальных тем, что максимальные величины рН характерны для центральной части тел. Таким образом, график показывает изменение рН в пространстве относительно самих гидротермальных образований в зависимости от типа последних.

На следующем графике (рис. 24) отдельно вынесены рН образцов из прожилков и призальбандовой части их. Здесь более наглядно видны изменения исследуемого параметра по стадиям процесса минералообразования для проявлений первой группы. Характер изменений рН показывает закономерность смены кислотности-щелочности растворов при формировании жильных рудопроявлений от щелочных через кислые до слабощелочных. Кривые изменения кислотности-щелочности на графике проведены через максимальные точки частоты встречаемости значений рН. Если кривые провести по границе распространения полученных рН или оконтурить площади интервалов распространения, то характер кривой эволюции кислотности-щелочности растворов не изменится.



Р и с. 24. Графики частоты встречаемости значений pH в процессе минералообразования.

Стадии: а — кварц-турмалиновая, б — кварц-эпидотовая, в — кварц-сульфидная, г — гребенчатого кварца, д — кварц-карбонатная; 1, 2 — для отдельных (а-д) стадий: 1 — центральные части прожилков, 2 — призальбандовые их части, 3, 4 — изменения значений pH для всего процесса минералообразования (по максимальным значениям величины pH проб): 3 — центральные части прожилков, 4 — призальбандовые их части

Таким образом, величины pH водных вытяжек из гидротермальных образований могут быть использованы как дополнительный признак при изучении их генезиса. Проведенные исследования в этом направлении позволяют сделать следующие выводы. Гидротермальные растворы, сформировавшие жильную полиметаллическую минерализацию Авачинско-Китхойской зоны поднятий, эволюционировали во времени от щелочных через кислые до слабощелочных. При формировании зональных рудопроявлений гнездово-вкрапленной минерализации, связанной с телами монокварцитов, гидротермальные растворы изменялись от щелочных на глубине до кислых в приповерхностных условиях.

Значения рН водных вытяжек из образований гидротермального происхождения коррелируют с зональностью, установленной геохимическими и минералого-петрографическими методами.

Хотя приведенные здесь значения рН водных вытяжек из минеральных агрегатов не дают абсолютных величин кислотности-щелочности среды минералообразования, их можно использовать при характеристике относительных изменений кислотности-щелочности гидротермального процесса минерало- и рудообразования во времени и пространстве.

Для исследования химизма растворов газово-жидких включений нами использован метод водной вытяжки из кварцев различных образований рудопроявления Китхойское. В основном анализировались мономинеральные фракции кварца из кварц-турмалиновых, кварц-эпидотовых, кварц-сульфидных жил, прожилков гребенчатого кварца и кварц-карбонатных жил, а также метасоматитов рудопроявления Пиритовое. Для определения химического состава растворов брали навеску кварца, растертую до пудры, весом в 50 г, заливали ее 100 мл бидистиллята воды при комнатной температуре. Время установления равновесия составляло 12 час, после чего пробу отфильтровывали.

Применяемая методика отбора пробы растворов не позволяет судить о количественных соотношениях минерализации, можно говорить только о качественной стороне — характере минерализации. Нами проводился пересчет содержаний минерализации из водных вытяжек на объем газово-жидких включений. Объем воды в кварце определен химическим путем в химической лаборатории Института вулканологии (аналитик — Г.П. Новоселецкая). Катионы К, Na, Ca, Li определяли на пламенном фотометре "Flaphokol", а Mg, Mn и другие — на атомно-абсорбционном спектрофотометре С-301 в лаборатории вулканохимии, (аналитик — Ю.Д. Кузьмин). Состав анионов определялся химическим анализом в лаборатории поствулканических процессов (аналитик — Р.А. Шувалов).

Анализ результатов исследований по химизму растворов газово-жидких включений, приведенных в табл. 32, 33, позволяет говорить об эволюции растворов по стадиям минералообразования.

Первая кварц-турмалиновая стадия процесса минералообразования по отношению к следующей характеризуется повышенным содержанием Na, K, Ca, Mn. В растворах кварц-эпидотовой стадии на фоне общего падения минерализации отмечается повышенное содержание Na и K. Для собственно-рудной стадии, кварц-сульфидной, характерно резкое увеличение общей минерализации за счет всех компонентов. Причем такое усредненное значение всех компонентов просматривается в четырех анализах, сделанных из кварца этой стадии. Для растворов стадии гребенчатого кварца характерно резкое понижение общей минерализации — это уже остаточные погоны очага генерации растворов. Заключительная стадия, кварц-карбонатная, характеризуется незначительным повышением минерализации растворов, но за счет резкого увеличения Ca, а остальные компоненты уменьшают свою концентрацию.

Таблица 32

Содержание катионов в водных вытяжках из кварца различных гидротерма

Компоненты	Кварц-турмалиновый прожилок			Кварц-эпидотовый прожилок		
	г	г · экв	экв. %	г	г · экв	экв. %
	кг H ₂ O	кг H ₂ O		кг H ₂ O	кг H ₂ O	
Na ⁺	5,421	0,236	36,6	2,548	0,118	62,5
K ⁺	4,448	0,111	17,2	2,093	0,053	28,0
Mg ²⁺	0,834	0,069	10,7	0,182	0,015	7,9
Ca ²⁺	4,170	0,209	32,4	0,0	0,0	0,0
Mn ⁺	0,556	0,020	3,1	0,091	0,003	1,6
Σ катионов	15,429	0,645	100,0	4,914	0,189	100,0
H ₂ O, %		0,29			0,44	
pH		7,39			7,25	
Общая минерализация, %		40,2			28,2	

Таблица 32 (продолжение)

Компоненты	Кварц-сульфидный прожилок			Кварц-сульфидный прожилок		
	г	г · экв	экв. %	г	г · экв	экв. %
	кг H ₂ O	кг H ₂ O		кг H ₂ O	кг H ₂ O	
Na ⁺	4,522	0,196	24,6	9,548	0,415	32,4
K ⁺	2,660	0,068	8,5	7,238	0,185	14,5
Mg ²⁺	1,995	0,166	20,9	2,618	0,218	17,0
Ca ²⁺	7,315	0,366	46,0	9,240	0,462	36,1
Mn ⁺	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Σ катионов	16,492	0,796	100,0	28,644	1,280	100,0
H ₂ O, %		0,30			0,26	
pH		7,95			6,98	
Общая минерализация, %		54,8			37,6	

При формировании минерализации основной кварц-сульфидной стадии процесса резко увеличивается содержание сульфидов и снижается количество хлора. В заключительных стадиях характерно увеличение количества бикарбоната.

Несмотря на приведенную эволюцию химизма растворов по стадиям процесса во времени, тип растворов сохраняется общим. Таков он даже в монокварцитах, хотя здесь наиболее существенно отличие по количеству минерализации. Общий тип растворов на рудопроявлении Китхойское — натрово-кальциевый, сульфидно-бикарбонатный.

Кварц-сульфидный прожилок			Кварц-сульфидный прожилок		
г кг H ₂ O	г · экв кг H ₂ O	экв. %	г кг H ₂ O	г · экв кг H ₂ O	экв. %
4,928	0,214	36,7	7,018	0,305	33,3
3,850	0,096	16,4	6,534	0,167	18,2
2,002	0,167	28,6	0,605	0,050	5,5
0,770	0,039	6,8	7,865	0,393	43,0
1,848	0,067	11,5	0,0	0,0	0,0
13,398	0,583	100,0	22,022	0,915	100,0
	0,26			0,33	
	7,15			7,18	
	17,4			36,4	

Прожилок гребенчатого кварца			Прожилок гребенчатого кварца		
г кг H ₂ O	г · экв кг H ₂ O	экв. %	г кг H ₂ O	г · экв. кг H ₂ O	экв. %
2,640	0,115	68,1	1,496	0,065	63,3
1,848	0,047	27,8	0,816	0,021	21,4
0,088	0,007	4,1	0,068	0,005	5,1
0,0	0,0	0,0	0,136	0,007	7,2
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
4,576	0,169	100,0	2,516	0,098	100,0
	0,45			0,59	
	7,30			8,17	
	23,9			11,0	

Возрастание общей минерализации растворов во включениях в минералах вторичных кварцитов связано, видимо, с повышением давления в результате вскипания этих растворов, которое происходит вследствие сквозного сообщения области генерации растворов с поверхностью на участке формирования зон вторичных кварцитов. Кроме этой причины, повышенную минерализацию растворов из кварцитов можно объяснить тем, что в жильных телах состав растворов меняется во времени, а поскольку захват включений происходит в конце роста кристаллов, то в жильном кварце мы имеем дело с остаточными растворами слабо минерализованными. Однако в кварцитах, где состав растворов

Таблица 32 (окончание)

Компоненты	Прожилок гребенчатого кварца			Кварц-карбонатный прожилок		
	г	г · экв.	экв. %	г	г · экв.	экв. %
	кг H ₂ O	кг H ₂ O		кг H ₂ O	кг H ₂ O	
Na ⁺	0,550	0,002	0,6	2,464	0,107	11,6
K ⁺	1,100	0,028	9,1	0,880	0,023	2,5
Mg ²⁺	0,725	0,069	19,4	1,848	0,154	16,7
Ca ²⁺	4,375	0,219	70,9	12,760	0,638	69,2
Mn ⁺	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Σ катионов	6,750	0,309	100,0	17,952	0,922	100,0
H ₂ O, %		1,65			0,45	
pH		7,00			3,21	
Общая минерализация, %		62,0			79,4	

Таблица 33

Содержание анионов в водных вытяжках из кварца различных гидротермали

Компоненты	Кварц-турмалиновый прожилок			Кварц-эпидотовый прожилок		
	г	г · экв.	экв. %	г	г · экв.	экв. %
	кг H ₂ O	кг H ₂ O		кг H ₂ O	кг H ₂ O	
Cl ⁻	0,255	0,007	11,5	0,546	0,015	20,5
HCO ₃ ⁻	2,343	0,038	62,3	3,221	0,053	72,6
SO ₄ ²⁻	0,777	0,016	26,2	0,246	0,005	6,9
Σ анионов	3,375	0,061	100,0	4,013	0,073	100,0
H ₂ O, %		0,29			0,44	
pH		7,39			7,25	
Общая минерализация, %		40,2			28,2	

Таблица 33 (окончание)

Компоненты	Кварц-карбонатный прожилок			Монокварцит		
	г	г · экв.	экв. %	г	г · экв.	экв. %
	кг H ₂ O	кг H ₂ O		кг H ₂ O	кг H ₂ O	
Cl ⁻	0,396	0,011	6,1	7,650	0,216	22,7
HCO ₃ ⁻	9,882	0,162	90,0	37,728	0,619	65,1
SO ₄ ²⁻	0,342	0,007	3,9	5,554	0,116	12,2
Σ анионов	10,620	0,180	100,0	50,932	0,951	100,0
H ₂ O, %		0,45			1,31	
pH		8,21			6,90	
Общая минерализация, %		79,4			179,8	

Кварц-серицитовый кварцит			Монокварцит		
$\frac{г}{кг H_2O}$	$\frac{г \cdot экв.}{кг H_2O}$	экв. %	$\frac{г}{кг H_2O}$	$\frac{г \cdot экв.}{кг H_2O}$	экв. %
4,988	0,216	19,5	35,700	1,553	52,7
3,190	0,082	7,4	15,504	0,395	13,4
0,696	0,058	5,2	2,736	0,228	7,7
15,080	0,754	67,9	14,440	0,722	24,5
0,0	0,0	0,0	1,368	0,049	1,7
23,954	1,110	100,0	69,768	2,947	100,0
	1,31			0,25	
	6,90			6,72	
	179,8			91,8	

тов

Кварц-сульфидная жила			Прожилок гребенчатого кварца		
$\frac{г}{кг H_2O}$	$\frac{г \cdot экв.}{кг H_2O}$	экв. %	$\frac{г}{кг H_2O}$	$\frac{г \cdot экв.}{кг H_2O}$	экв. %
0,324	0,009	10,2	0,396	0,011	18,3
4,536	0,074	84,1	2,970	0,049	81,7
0,228	0,005	5,7	—	—	—
5,088	0,088	100,0	3,366	0,060	100,0
	0,30			0,45	
	7,95			7,30	
	54,8			23,9	

менялся в пространстве, а во времени они имели постоянную минерализацию, в газовой-жидких включениях из этих образований минерализация выше, т.е. можно сказать, что состав растворов из кварцитов более реален вообще для гидротермальных растворов, чем из водных вытяжек кварца жильных тел.

Таким образом, анализ химизма растворов свидетельствует о том, что общая минерализация и состав их в проявлениях жильного типа эволюционирует во времени. Вне зависимости от генетической типизации оруденения растворы характеризуются в целом натро-кальциевым характером, но по количеству общей минерализации растворы жидких проявлений резко отличаются от таковых в метасоматитах. По химизму растворы изучаемых рудопроявлений близки к современным сульфатно-углекислым термам Камчатка [43].

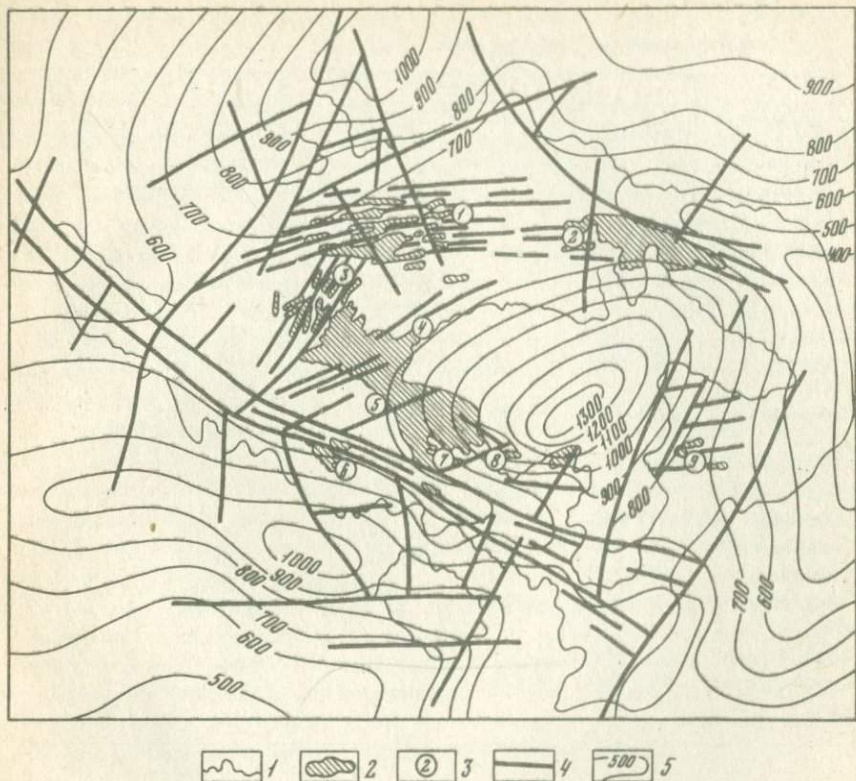
Изменение давления растворов меняет растворимость различных соединений и является одной из важных причин минералообразования. Экспериментально установлена зависимость растворимости различных соединений от давления. Так, данные для кремнезема, который является главным в гидротермальном процессе, приведены в [58].

Большинство исследователей гидротермального процесса величину давления в области минералообразования отождествляют с глубиной формирования минерализации [20, 37 и др.]. Расчеты глубин образования рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятий выполнены автором на основе прямых определений геологическим методом [37]. При этом учитывались особенности развития района и формирования проявлений гидротермальной минерализации.

Рассматриваемое нами оруденение формировалось в необычных условиях. Магматические образования, с которыми парагенетически связаны рудопроявления, имели незначительную глубину становления, т.е. это близповерхностные субвулканические тела, но глубина становления их и степень сообразности с поверхностью была различной. Причем, как показано ниже, устанавливается ряд глубинности становления этих массивов от собственно-близповерхностных до гипабиссальных. Среди разнообразия проявлений полиметаллической минерализации района выделяются два типа: жильные и гнездово-вкрапленные образования. Первые приурочены к кровле интрузивных массивов, вторые развиты по всему разрезу перекрывающих интрузив вулканитов. Для первых характерна стадийность процесса во времени, вторые обладают зональным строением в пространстве. Согласно общему геологическому описанию рудопроявления зоны поднятий это субвулканические гидротермальные образования [35]. Глубина формирования их практически составляет 1 км. При определении глубин формирования мы не учитывали горизонт вскрытия жильных тел (они могут простираться по вертикали до 300 м). С учетом этих замечаний составлены схематические карты эрозионных срезов (рис. 25) и палеогеологические разрезы, позволяющие судить о глубине формирования рудопроявлений. Ниже приводятся данные по глубине формирования рудопроявлений Авачинско-Китхойской зоны поднятий (табл. 34).

Литостатическое давление на глубинах 0—1 км будет изменяться от 0 до 1300 км/см^2 . Принимая во внимание наличие в породах связанной системы пор, насыщенных водой, можно считать, что гидростатическое давление будет значительно меньше.

Анализ размещения рудопроявлений показывает, что минерализация вне зависимости от генетического типа тесно связана с консолидацией интрузивов диоритов, а рудопроявления жильного типа ассоциируют непосредственно с их кровлей. Отмечается очень широкий разброс глубин формирования рудопроявлений (практически от поверхности до глубин более 1000 м). Закономерной связи с типами рудопроявлений не наблюдается. Гнездово-вкрапленная колчеданная минерализация фор-



Р и с. 25. Схема рельефа подошвы постмиоценовых образований на территории Китхойского рудного поля

1 — геологические границы; 2 — выходы пород интрузивного массива; 3 — рудопроявления (в порядке номеров): Правое Китхойское, Вершинское, Вершина 1200 м, Северное Купольное, Дальнее, Лагерное, Китхойское, Южное Купольное, Чистое; 4 — тектонические нарушения; 5 — изолинии рельефа подошвы постмиоценовых образований в абсолютных значениях

мировалась на различной глубине (от поверхности до 1200 м). Жильные проявления характеризуются таким же разбросом интервалов глубин образования. Это говорит о том, что глубина формирования в условиях рассматриваемого класса субвулканического оруденения не может быть характеристикой и определяющей функцией генезиса минерализации.

По мнению ряда исследователей [39, 47, 64], давление гидротермального раствора зависит не только от гидростатического давления, но и от давления пара раствора. Причем величина давления может изменяться от глубокого вакуума в момент раскрытия трещин до критических значений, возникающих в результате вскипания [3], но через некоторый промежуток времени или на некотором расстоянии от очага генерации растворов, давление должно выравниваться до определенного значения, характерного для каждой геологической структуры. Соотно-

Глубина формирования рудопроявлений

Рудопроявление	Глубина, м	Предельная величина давлений, кг/см ²	Рудопроявление	Глубина, м	Предельная величина давлений, кг/см ²
Жильный тип					
Китхойское	200—500	100	Озерное	600—900	200
Южное Купольное	200—300	50	Перевальное	500—700	150
Дальнее	200—300	50	Медное	600—800	175
Вершина 1200 м	200—400	75	Скалистое	900—1300	300
Северное Купольное	200—500	100	Дайковое	800—1000	225
Лагерное	200—600	125	Водораздельное	900—1200	275
Водопадное	400—500	125	Заозерное	600—900	200
Глубокое	500—700	150	Метасоматический тип		
Сульфидное	300—600	125	Правое Китхойское	0—100	0
Тимановское	400—700	150	Вершинское	0—200	25
Штокверковое	300—600	125	Длинное	300—400	75
Вертикальное	400—800	175	Сарыцинское	300—500	100
Левое Авачинское	600—800	175	Правое	400—600	125
			Пиритовое	600—800	175
			Последнее	600—900	200
			Северное	1 000—1200	275

шение между давлением и глубиной формирования минерализации в этих условиях зависит от многих факторов, а в первую очередь от проницаемости среды, скважности структур и динамики растворов. Так, если раствор окажется в небольшом изолированном объеме, то величина давления раствора окажется равной литостатическому. Определение давления в этом случае сводится к оценке средней плотности пород над раствором, т.е. к определению глубины формирования рудопроявления. Если раствор не движется и заполняемый им канал не имеет сквозного выхода на поверхность, а нижняя часть его сообщается с очагом генерации раствора, который характеризуется изотропным давлением, то в этом канале давление будет выше, чем давление нагрузки, что мы имеем в случае формирования жильной минерализации. Если раствор движется, а заполняемый им канал сообщается с поверхностью, то давление на раствор может отклоняться в обе стороны от значения давления нагрузки в зависимости от расстояния до области генерации растворов и дневной поверхности [18]. Это характерно для проявлений гнездово-вкрапленной колчеданной минерализации.

Таким образом, с позиций разной степени сообщаемости рудообразующих каналов с поверхностью можно сделать вывод о том, что разнообразие глубин формирования рудопроявлений характерно для обо-

их типов минерализации. В зоне возникновения колчеданных проявлений градиент давления проявляется в пространстве и возможны два уровня резкого изменения давления. Первый — в глубинных участках разрезов при поступлении растворов из области генерации в рудоконтролирующий канал, где в результате вскипания растворов и резкого изменения давления происходит формирование собственно-колчеданной минерализации. Второе резкое изменение давления растворов в этих каналах при их движении вверх происходит в близповерхностных условиях в результате излияния растворов или смешения их с грунтовыми водами, при этом возникает эпитермальная минерализация, связанная с теллуридами — это, рудопроявления Правое Китхойское, Вершинское. При формировании гнездово-вкрапленной колчеданной минерализации изменение давления происходит с глубиной в пространстве. Во времени же растворы практически остаются постоянными по составу.

При формировании минерализации жильного типа максимальные давления растворов, вероятно, были одинаковыми вне зависимости от глубин образования. Они менялись во времени (от момента раскрытия трещин до их залечивания). Причем сброс давления здесь, вероятно, был не скачкообразным, а постепенным и происходил не в пространстве, а во времени.

Итак, разнообразие глубин формирования субвулканической минерализации, а следовательно, и давлений, не является первопричиной возникновения различных генетических типов оруденения, связанного с близповерхностными интрузивными телами. Таковой, вероятно, является степень скважности структур на участке между кровлей консолидирующихся интрузивных массивов и поверхностью.

ДИНАМИКА РАСТВОРОВ И СКВАЖНОСТЬ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ КАНАЛОВ

В предыдущих разделах нами было показано, что ни температура, ни давление, ни химизм растворов не являются единственными определяющими факторами возникновения двух различных генетических типов проявлений гидротермальной минерализации в рассматриваемых близповерхностных условиях. Очевидно, в данном случае фактором, объясняющим возникновение двух различных типов оруденения в субвулканических условиях, является динамика растворов, зависящая от степени скважности структур [25, 49]. Это не просто структурный контроль оруденения, разнообразным формам которого посвящена обширная литература [15, 15, 25, 49, 65 и др.]. Суть явления, вероятно, заключается в различной физике растворов в этих динамически непостоянных условиях малых глубин, где гидротермальный процесс, с одной стороны, определяется магматизмом, а с другой — испытывает влияние близости поверхностных явлений [44—46].

Общепринято под динамикой гидротермальных растворов понимать их механическое перемешивание. Стремясь скомпенсировать наложенный перепад давлений, растворы перетекают из областей высокого в области пониженного давления. К этому процессу применимы законы

динамики жидких и газовых сред. Интенсивность протекания пропорциональна перепаду давлений на единицу длины пути течения и обратно пропорциональна распределенному сопротивлению течения. Подобные соотношения, выражая общую закономерность, проявляют себя обязательно от простейших систем сообщающихся сосудов до сложнейших процессов гидротермального минералообразования [46].

Динамика растворов с точки зрения причины их движения обсуждается в ряде работ [3, 16, 20, 39, 47 и др.]. Собственно динамике растворов посвящены исследования [17, 45, 46, 60], в которых рассматривается гипотетическая колонна, охватывающая громадные зоны земной коры глубиной до 10 км или моделируется процесс на небольшом участке вне связи с геологической ситуацией. Промежуточное звено, каким является формирование минерализации из растворов на участке консолидации близповерхностных интрузивных массивов, в литературе не рассматривается. Вопрос о причинах возникновения различных генетических типов минерализации в связи с конкретным субвулканическим телом остался пока без должного внимания.

Для более глубокого понимания генезиса субвулканического оруденения необходимо разобраться как в геологической и физико-химической обстановке формирования рассматриваемых рудопроявлений, так и в вопросах динамики растворов, из которых возникли изучаемые образования. Этому может способствовать анализ структур и текстур рассматриваемых минеральных образований. Рудопроявления жильного типа характеризуются крупнозернистыми структурами, типичными для более застойных условий, и минерализация сформировалась в результате выполнения пустот. Рудопроявления гнездово-вкрапленного типа характеризуются мелкозернистыми структурами и возникли в результате метасоматоза вмещающих пород при интенсивном движении растворов по ослабленным зонам.

Изучение этой стороны возникновения рудопроявлений, связанных с субвулканическими образованиями, позволяет выделить две генетические принципиально различные гидродинамические системы, формирующие оруденение. Причем, поскольку основной характеристикой систем является массоперенос, на данном этапе изучения их возможно только с качественной стороны, так как физико-химические параметры (давление, температура, химизм растворов) зависят от слишком многих переменных [45]. Принципиально отличаться эти системы могут только в двух крайних случаях массопереноса: в системах, сообщающихся с поверхностью; в системах, не имеющих выхода на поверхность.

Любой из перечисленных параметров не может оказать влияние на формирование этих двух систем. Например, температура может менять свое значение от 400 до 550°, не изменяя при этом существа процесса. Давление характеризуется еще большими колебаниями значений при формировании любого из этих типов минеральных образований. Концентрация определенных компонентов в растворах и pH также меняются в широких пределах. Но, несмотря на это, мы имеем дело с двумя принципиально различными типами оруденения, при формировании ко-

торых изменение всех физико-химических параметров происходит от максимальных значений до минимальных.

Причиной, породившей эти различия в формировании минерализации в субвулканических условиях, является различная проницаемость среды, в которой двигаются растворы. Можно говорить о временных соотношениях жильных и гнездово-вкрапленных колчеданных образований. В первые этапы дегазации очага формируются системы, имеющие выход на дневную поверхность, и возникает колчеданная минерализация, а затем после закупорки первых могут формироваться и жильные системы, не имеющие выхода на поверхность. Направленность в развитии систем в конкретных случаях, вероятно, может быть и обратной, тем не менее общая тенденция первоначальности развития сообщающихся с поверхностью систем существует.

Различия этих двух систем мы видим и в структурном контроле. Рудопроявления метасоматического типа контролируются протяженными линейными тектоническими ослабленными зонами и в разрезе прослеживаются от контакта интрузивных тел до поверхности. Для жильных рудопоявлений характерны локальные, незначительные по протяженности структуры, которые выклиниваются как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях: в разрезе они приурочены к эндо- и экзоконтактовым зонам интрузивов. Это указывает на различную сообщаемость структур с поверхностью: в первом случае — сквозные каналы, во втором — выклинивающиеся и не сообщающиеся с поверхностью полости.

О динамической характеристике раствором можно судить не только по текстурным и структурным особенностям формирования минерализации, но и по данным петрохимических исследований гидротермальных образований. Околожильно измененные породы были сформированы за счет перегруппировки различных петрогенных элементов, тогда как метасоматиты зон вторичных кварцитов характеризуются практически их выносом.

Физико-химические параметры минералообразования также показывают, что, несмотря на однозначность их значений для обоих типов оруденения, можно говорить о различной направленности изменения этих параметров. При формировании жильных тел для этих величин более характерны изменения во времени. При формировании зон измененных пород в сквозных системах физико-химические параметры системы, вероятно, больше изменяются в пространстве. Скважность этих каналов (проницаемость, степень сообщаемости с поверхностью), по-видимому, является регулятором скорости выравнивания основных параметров рудоотложения температуры и давления.

Динамика растворов в сквозных системах [44] различна в корневой стволовой частях и в области разгрузки. Это применимо к системе, формирующей зоны вторичных кварцитов, хотя в наших примерах существует два уровня разгрузки этих систем; тем не менее гипотеза сквозной колонны растворов объясняет в нашем случае механизм формирования оруденения первого типа. Второй генетический тип оруденения (жильный) не удастся объяснить этой гипотезой. Вероятно, все

дело в различной физической сущности двух систем, в которых циркулируют гидротермальные растворы: одна — сквозная, имеющая выход на дневную поверхность, другая — не имеющая сообщения с поверхностью. Отсюда как следствие различные динамика растворов и изменение физико-химических условий минералообразования: в первой системе преимущественно в пространстве, а во второй — практически только во времени. В первой имеется постоянный подток растворов, во второй — пульсирующий. Отсюда и разная физическая сущность систем, хотя температура и давление в них могут иметь одинаковые значения. На данном уровне изучения оруденелых тел Авачинско-Китхойской зоны поднятий невозможно объяснить все конкретные случаи рудообразования. Для этого необходим огромный объем геологических и экспериментальных работ, но в общей форме этот вопрос можно решить, приняв точку зрения о двух типах гидродинамических систем. К сожалению, изложение нашей точки зрения приводится только в качественном исполнении, в дальнейшем необходимо ее обосновать с количественной стороны с применением физико-математического анализа.

Физическая сущность процесса формирования полиметаллических рудопроявлений двух генетических типов нам представляется следующим образом. В результате тектонических движений во время консолидации интрузивного массива открываются незначительные по протяженности каналы, приуроченные к кровле интрузива. Давление в этих структурах, не имеющих сообщения с поверхностью, минимальное (вплоть до вакуума). Возникает градиент давлений, и в трещину устремляются поровые растворы, связанные с остывающим интрузивом. Постепенно давление растворов на этих двух участках выравнивается, возникают относительно застойные условия, снижаются температуры растворов и создаются условия для жильного минералообразования до следующего тектонического импульса. Далее все повторяется.

Весь процесс происходит на фоне падения общей температуры консолидирующего массива, что объясняет наличие в образованиях этого типа целого ряда генераций жильных минералов и стадийность процесса. В условиях каналов, не сообщающихся с поверхностью, процесс гидротермального минералообразования идет скачкообразно и изменяется во времени, причем минералообразование происходит в относительно застойных условиях. Конечно, формирование жильных тел сопровождается формированием околожильных измененных пород.

Формирование рудопроявлений метасоматического типа представляется нам в следующем виде. В результате тектонических усилий в кровле консолидирующегося интрузивного массива возникают нарушения, которые имеют сообщение с дневной поверхностью; градиент давления в данном случае очень велик и, главное, практически постоянен во времени. Выравнивание градиента давления происходит в пространстве, в силу чего формируется колонна метасоматически измененных пород с четкой вертикальной и горизонтальной зональностью, которая геологически описана для Камчатки [10] и отвечает всем положениям теории метасоматоза [32]. В нашем случае в разрезе метасоматической

колонки отмечаются две зоны максимального минералообразования. Первая в глубинной части разреза на уровне границы области генерации растворов и зоны проводимости растворов, практически в контакте интрузивного тела. Здесь в результате резкого понижения давления растворы вскипают, что ведет к выпадению в осадок рудных минералов, — чем можно объяснить формирование здесь колчеданного оруденения. Это разрезы заозерного типа, приуроченные к протяженным линейным структурам. Далее по направлению к поверхности давления постепенно падает, в результате чего возникает целая гамма метасоматических образований. На уровне разгрузки растворов в месте их смешения с поверхностными или просто на участке их излияния на поверхность возникает вторая зона интенсивного минералообразования: разрезы китхойского типа, имеющие площадные очертания. Главная особенность этого процесса заключается в том, что минералообразование происходит из непрерывного фильтрующегося потока растворов, состав которых в основном изменяется в пространстве.

Таким образом, суть возникновения двух типов гидротермальных образований состоит в различной физике рассматриваемых процессов, которая полностью зависит от состояния каналов, по которым движутся гидротермальные растворы из очагов их генерации. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования в условиях дегазации субвулканических интрузий зависят от степени проницаемости среды, по которой они движутся к поверхности, т.е. от скважности каналов.

При сравнительном рассмотрении вторичных кварцитов и жильных тел показаны первичность формирования зон метасоматически измененных пород и наложенный характер жильных тел. Существует направленность процесса дегазации интрузивных образований — сначала возникают зоны типа вторичных кварцитов, а затем на них накладываются жильные тела. Этим объясняется и тот факт, что, собственно, с вулканитами, прошедшими камерный (интрузивный) этап развития, практически не связано ни одно рудопроявление рассматриваемой зоны и, наоборот, практически все рассматриваемые рудопроявления ассоциируют с интрузивной фацией вулканоплутонических формаций района. Даже кларковые содержания акцессорного компонента (золото) повышены в интрузивах по сравнению с вулканитами.

Рассматриваемая Авачинско-Китхойская зона поднятий является составной частью Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций и занимает секущее северо-западное положение в геологической структуре Камчатки. Главной особенностью строения изучаемого района является наличие миоценового интрузивно-вулканогенного комплекса, для которого характерна временная и пространственная связь эффузивной и интрузивной фации. При детальном рассмотрении этих комагматичных крайних серий единого комплекса установлен ряд глубинности формирования интрузивных массивов. В этом ряду можно выделить три частных случая взаимоотношений между вулканогенными и интрузивными фациями в зависимости от структурных условий и глубины становления последних.

На территории Авачинско-Китхойской зоны поднятий картируются четыре обособленных рудных поля, представляющих собой ограниченные площади, к которым тяготеют целые группы рудопроявлений одинакового состава. Эти территории характеризуются общностью геологического строения и парагенетической связью рудопроявлений с определенными субвулканическими интрузивными образованиями. Закономерности размещения рудных образований согласуются с рядом глубинности становления этих массивов магматических пород. Большинство рассматриваемых рудопроявлений района локализованы в вулканотектонических структурах и ассоциируют с субвулканическими интрузиями, наследуя их прототектонику.

Оруденение относится к гидротермальному классу и является субвулканическим полиметаллическим. Основываясь на довольно высоких температурах образования минерализации, автор избегает употреблять термин "эпитермальные рудопроявления". По классификации В.Н. Котляра [35], это близповерхностные субвулканические гидротермальные месторождения, связанные с разнообразными по составу и геологическим условиям субвулканическими комплексами. Нами выделяется два типа минерализации: колчеданные моносльфидные образования гнездово-вкрапленного облика, связанные с зонами формирования пород формации вторичных кварцитов; жильные полисульфидные, локализующиеся в кровле субвулканических интрузивов.

Установлено два уровня рудообразования в идеализированной вертикальной колонке этих образований: близповерхностный, представленный вкрапленными рудами, и глубинный, представителем которого

являются колчеданные залежи. Жильные рудопроявления второго типа сформировались в пять стадий единого гидротермального процесса: кварц-турмалиновая, кварц-эпидотовая, кварц-сульфидная, гребенчатого кварца, кварц-карбонатная. Собственно-рудной является кварц-сульфидная стадия. Для гидротермальных образований характерна генетическая зональность, как пульсационная, проявленная в рудопроявлениях жильного типа, так и отложения — в рудопроявлениях метасоматического типа. В пространственном размещении рудопроявлений также наблюдается зональное расположение последних, выраженное в широком распространении гнездово-вкрапленного оруденения в близповерхностных рудных полях, а колчеданного оруденения — в связи с рудными полями более глубокого заложения. Рудопроявления жильного типа присутствуют в глубоко сформировавшихся рудных полях образований первых стадий, а в близповерхностных рудных полях наблюдается широкое развитие последних стадий процесса гидротермального минералообразования.

На основании изучения текстурных особенностей руд установлено образование жильных тел в результате выполнения пустот, а колчеданных рудных тел гнездово-вкрапленного характера — путем метасоматоза вмещающих пород. Исследование структур руд показывает, что формирование рудопроявлений второго типа происходило в относительно застойных условиях, а формирование первого — в условиях интенсивного движения минерализующих растворов. Морфологические особенности рудных тел подчеркивают локальность проявления жильных тел второго типа и сквозной характер зон рудопроявлений первого типа. Гидротермальная минерализация рассматриваемых проявлений образовалась в интервале температур от 410 до 80°С, глубина формирования колебалась практически в интервале 1000 м, режим кислотности растворов менялся от слабо-щелочного до кислого.

Не обнаружено каких-либо закономерностей изменения физико-химических параметров в связи с типизацией минеральных образований. Однако изменения параметров условий минералообразования для каждого типа различны. Так, для жильных проявлений выявлено их изменение во времени, а для метасоматических — в пространстве. Возникновение двух типов гидротермальных образований объясняется нами различной проницаемостью рудообразующих растворов. Изменение физико-химических условий рудообразования: температуры, давления, динамики, рН растворов — является следствием степени сообщаемости зоны генерации растворов с поверхностью. Более перспективным для поисков полиметаллического оруденения на территории Авачинско-Китхойской зоны поднятий является жильный полисульфидный тип рудопроявлений. Поисковые работы в связи с зональностью размещения оруденения этого типа необходимо проводить на территории Китхойского и Сарыцинского рудных полей. Среди метасоматических рудных образований района более перспективными являются массивные колчеданные проявления, поиски которых можно проводить на территории Заозерного и Тимановского рудных полей.

1. *Апрелков С.Е.* Геология позднеэоценовых и четвертичных вулканов на Камчатке. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 56—72.
2. *Апрелков С.Е., Долматов Б.К., Слепов Ю.М., Шеймович В.С.* Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 145—157.
3. *Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1953, с. 457—519.
4. *Бетехтин А.Г. и др.* Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 1—435.
5. *Билибин Ю.А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Зап. всесоюз. минерал. о-ва, 1951, ч. 80, вып. 2, с. 81—87.
6. *Билибин Ю.А.* Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения: Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961, Т. 3.
7. *Василевский М.М.* Определение удельного веса твердых тел по микроаналезам. — Завод. лаб., 1960, № 10, с. 1182—1184.
8. *Василевский М.М., Ротман В.К.* Металлогения мезо-кайнозойских вулканогенных формаций Охотско-Нипонской геосинклинальной зоны. — В кн.: Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 230—242.
9. *Василевский М.М.* Пропилитизация и ее отношение к оруденению. — В кн.: Материалы II конф. по околорудному метасоматизму, 1966, с. 37—38.
10. *Власов Г.Н., Василевский М.М.* Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964, 220 с.
11. *Власов Г.М., Ярмолюк В.А.* Структурно-тектонические районы Камчатки. — ДАН СССР, 1959, 127, № 1, с. 156—158.
12. *Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.П.* Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 48—72.
13. *Волынец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976, с. 1—134.
14. *Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Фрих-Хар Д.И., Шилин Н.П.* Вулканоплутонические формации гранодиорит-порфиров — дацитов. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 73—85.
15. *Вольфсон Ф.И.* Изучение и картирование рудных тел и месторождений в различных геологических условиях. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М.: Гостехиздат, 1960, с. 288—306.
16. *Вольфсон Ф.И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 303 с.
17. *Голубев В.С., Шаратов В.И.* Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974, 278 с.
18. *Гордон Смит Ф.* Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 474 с.

19. *Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
20. *Грейтон Л.* Природа рудообразующего флюида. М.: ИЛ, 1946. 166 с.
21. *Гриненко Л. Н., Андреева М. Г., Гаврилов А. М.* Некоторые данные о изотопном составе серы сульфидов золоторудных месторождений Балецкого района (Восточное Забайкалье). — *Геохимия*, 1965, № 3, с. 325—336.
22. *Ермаков В. А., Алыпов О. М., Егорова И. А.* Состав и возраст аллейской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1969, № 7, с. 115—124.
23. *Ермаков Н. П.* Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во ХГУ, 1950. 459 с.
24. *Ермаков Н. П.* Микровключения в минералах — источник научной информации о физико-химических условиях глубинного рудообразования. — В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. М.: Наука, 1968, т. 1, с. 13—27.
25. *Иванкин П. Ф.* Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 284 с.
26. *Кадик А. А., Хитаров Н. И.* Влияние давления на массообмен между магматическим расплавом и водой внешней среды. — *Геохимия*, 1965, № 5, с. 507—518.
27. *Калужный В. А., Возняк Д. К.* Графический метод определения температур и давлений гомогенизации закрытых систем в применении к жидким включениям в минералах. — В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. М.: Наука, 1965, с. 35—38.
28. *Кларк С. П., Тумлин П.* Температурные условия рудообразования. — В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1970, с. 367—388.
29. *Колосков А. В., Флеров Г. Б.* Механизм образования и особенности состава габбиссального массива гранитоидов (Камчатка). — В кн.: *Магма малоглубинных камер*. М.: Наука, 1970, с. 27—44.
30. *Константинов Р. М., Жаринов В. А., Омеляненко В. И., Петровская Н. В., Шатапов Е. Т.* Изучение закономерности размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, 303 с.
31. *Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г.* Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами. — В кн.: *Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов*. М.: Недра, 1965, с. 50—151.
32. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 109 с.
33. *Котляр В. Н.* Экструзивы, эффузивы и оруденение. — *Изв. вузов. Сер. геологии и разведки*, 1960, № 9, с. 60—82.
34. *Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968, с. 491—543.
35. *Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970, 463 с.
36. *Краускопф К. В.* Горные породы как источник металлоносных флюидов. — В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. Мир, 1970, с. 11—39.
37. *Кушнарев И. П.* Глубины формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969. 150 с.
38. *Лебедева С. И.* О микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 89—110 (Тр./ИМТРЭ; Вып. 6).
39. *Линдгрэн В.* Минеральные месторождения. М.; Л.: ОНТИ, 1935. т. 2.
40. *Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О глубинности формирования гранитоидов. — В кн.: *Петрографические формации и проблемы петрогенезиса*. М.: Наука, 1964, с. 119—136.
41. *Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
42. *Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
43. *Набоко С. И.* Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. — В кн.: *Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов*. М.: Наука, 1969, с. 3—8.

44. *Поспелов Г.Л.* Строение и развитие фильтрующих гидротермальных рудообразующих систем. — Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 28–40; № 12, с. 40–57.
45. *Поспелов Г.Л.* Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. — Геол. и геофиз., 1963, № 3, с. 18–39; № 4, с. 24–41.
46. *Пэк А.А.* О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.
47. *Росс К.* Дифференциация как источник жильных и рудообразующих минералов. — В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.; Л.: ОНТИ, 1937. 451 с.
48. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 346 с.
49. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.
50. *Сидоров А.А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 145 с.
51. *Смирнов В.И., Гончарова Т.Я.* Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 3–15.
52. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965, 589 с.
53. *Тихонов В.И.* Схема тектоники южной части полуострова Камчатки. — ДАН СССР, 1959, 127, № 1, с. 176–179.
54. *Устиев Е.К.* Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций. М.: Наука, 1969, с. 5–43.
55. *Фаворская М.А.* Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методики их изучения. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 267–290.
56. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 263 с.
57. *Харченко Ю.И.* Металлогеническая характеристика магматических образований Центральной Камчатки. — Тр. ВЗПИ, 1964, вып. 68, с. 31–42.
58. *Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б.* Основные закономерности отдаления воды от магматических расплавов гранитного состава. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1274–1284.
59. *Хрущев М.М., Берковиче С.* Приборы ПТМ-2 и ПТМ-3 для испытаний на микротвердость. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 121 с.
60. *Шарапов В.Н.* К динамике формирования кварцевых жил выполнения. — В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование. Новосибирск: Наука, 1973, с. 27–45.
61. *Шахов Ф.Н.* Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 222 с.
62. *Шилин Н.Л.* Золото в породах Центральной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 11, с. 69–76.
63. *Шилулин Ф.К.* Интрузии и рудообразование. М.: Наука, 1968. 214 с.
64. *Эммонс В.* О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. — В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.; Л.: ОНТИ, 1937. 451 с.
65. *Яковлев П.Д.* Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. — Сов. геология, 1967, № 9, с. 49–60.
66. *Ault W.U., Kulp J.L.* Sulfur isotopes and ore deposits. — Econ. Geol., 1960, 55, 73–100.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
АВАЧИНСКО-КИТХОЙСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ В СТРУКТУРЕ КАМЧАТКИ.	5
Миоценовый рудоносный интрузивно-вулканогенный комплекс в стратиграфической схеме	6
Ряд глубинности становления субвулканических интрузивов	10
Связь гидротермального рудообразования с магматизмом	15
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ.	22
Структурные особенности локализации гидротермальной минерализации	—
Стадийность процесса рудообразования и минеральный состав	30
Морфология минерализованных тел	39
Текстурно-структурные особенности минерализации	43
Ожолорудные образования	46
Геохимия гидротермального процесса	54
ДВА ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО ЗОНАЛЬНОСТЬ	63
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	70
Гомогенизация газово-жидких включений в минералах и температура образования гидротермалитов	—
Кислотность-щелочность и химический состав водных вытяжек из жильных минералов	73
Глубина формирования и давление в зоне минералообразования	82
Динамика растворов и скважность рудогенерирующих каналов	85
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	90
ЛИТЕРАТУРА	92

Азиз Азизович Алискеров
ОРУДЕНЕНИЕ МАЛОГЛУБИННОГО
МАГМАТИЗМА
(Авачинско-Китхойская зона поднятий)

*Утверждено к печати Ученым советом
Института вулканологии ДВНЦ АН СССР*

Редактор *И.В. Гинзбург*

Редактор издательства *Л.М. Бекасова*

Художественный редактор *С.А. Литвак*

Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 16095

Подписано к печати 19.12.79. Т-20543
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,0+0,1 вкл.
Уч.-изд.л. 6,8. Тираж 650 экз. Тип. зак. 868
Цена 90 коп.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

90 коп.

3100

