



Л.Ф. МИШИН, Н.В. БЕРДНИКОВ

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH
Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics

L.F. Mishin and N.V. Berdnikov

**SECONDARY QUARTZITE AND ITS ORE
CONTENT**



Vladivostok
Dalnauka
2003

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина

Л.Ф. Мишин, Н.В. Бердников

**ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ИХ
РУДОНОСНОСТЬ**



Владивосток
Дальнаука
2003

УДК 553.241:553.4

Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с. ISBN 5-8044-0312-5.

Рассмотрены морфология, зональность, минеральный и изотопный составы и термобарогеохимия высокоглиноземистых вторичных кварцитов в связи с их рудоносностью. Показано, что вторичные кварциты слагают пластообразные залежи, образующие надрудную зону гидротермально-рудных систем халькофильного профиля. Это единая в генетическом отношении группа метасоматитов образуется в температурном интервале 100-470° в приповерхностных условиях (P<100 бар) при воздействии на горные породы гетерогенного флюида с преимущественно метеорным изотопным составом.

Книга предназначена для петрологов, геологов, изучающих рудные месторождения, специалистов в области метасоматизма.

Ил. 47, табл. 15, библи. 154.

Ключевые слова: вторичный кварцит, зональность, оруденение, вулканические пояса, изотопия, газовой-жидкие включения.

Ответственный редактор д-р геол.- минерал. наук Г.М. Власов

Рецензент д-р геол.- минерал. наук Л.В. Эйриш

Утверждено к печати Ученым советом ИТиГ ДВО РАН.

Mishin L.F., Berdnikov N.V. Secondary quartzite and its ore content. Vladivostok: Dalnauka, 2003, 164 p.

Morphology, zonation, mineral and isotopic compositions and thermobarogeochemistry of high-alumina secondary quartzite in relation to its ore content have been studied. It has been shown that secondary quartzite makes up sheet-like deposits forming a supra-ore zone of hydrothermal ore systems of chalcophile profile. This genetically the same group of metasomatites forms at temperature 100-470° C under subsurface conditions (P<100 bar), with heterogenic fluid of mainly meteoric isotopic composition affecting the rocks.

For petrologists and geologists studying ore deposits, specialists studying metasomatism.

Ill. 47, tabl. 15, bibl. 154.

Исследования проведены при финансовой поддержке Администрации Хабаровского края

ISBN 5-8044-0312-5

© Л.Ф. Мишин, Н.В. Бердников, 2003 г.

© Дальнаука, 2003 г.

ВВЕДЕНИЕ

Термин “вторичные кварциты” для обозначения особой гидротермальной формации закрепился благодаря работам М.П.Русакова и Н.И.Наковника, впервые детально изучивших эти образования на территории Казахстана. Н.И.Наковник [1968, с. 8] определяет вторичные кварциты как “продукты гидротермального изменения пород..., характеризующиеся постоянным присутствием кварца (отчасти халцедона и опала), рутила, сульфидов или окислов железа и не всегда встречающимися, но специфичными для комплекса высокоглиноземистыми, кремне-глиноземистыми минералами, сульфатами и самородной серой”. К этому определению следует добавить, что кварц и серицитит являются наиболее универсальными (“сквозными”) минералами гидротермалитов, поэтому при выделении вторичных кварцитов ведущая роль принадлежит парагенезису кварца с высокоглиноземистыми минералами, такими как алунит, диккит, диаспор, пиррофиллит, андалузит и корунд.

Однако не все исследователи придерживаются такого определения. Нередко вторичными кварцитами называют любые обогащенные кварцем метасоматические породы, тем самым непомерно расширяя понятие и делая его расплывчатым. При этом зачастую под одним названием объединяются породы, резко различающиеся по составу и условиям образования. Например, в ряду типичных минеральных типов вторичных кварцитов можно встретить такие названия, как гидрослюдистый вторичный кварцит, адуляровый вторичный кварцит и т.п. Другие исследователи, наоборот, необоснованно сужают это понятие. Например, ряд авторов [Бабкин и др., 1973; Найбородин, Сидоров, 1973; Еремин, 1974; Русинов, 1989] кварциты Au-Ag месторождений называют аргиллизитами. Американские исследователи вообще не выделяют формацию вторичных кварцитов, включая последние в околорудные аргиллизиты (advanced argillic alteration). Действительно, вторичные кварциты обычно сопровождаются гидрослюдистыми каолинитовыми и монтмориллонитовыми изменениями, однако относительно вторичных кварцитов такие аргиллизиты имеют ограниченный объем и тесно связаны с последними. Они являются связующим звеном между собственно вторично-кварцитовыми фациями и внешним пропилитовым обрамлением.

Особая индикаторная роль вторичных кварцитов обусловлена рядом их особенностей. Во-первых, эти породы благодаря специфичности состава (кварц и высокоглиноземистые минералы) легко диагностируются. Во-вторых, из-за обилия кварца они слабо подвержены процессам выветривания и поэтому хорошо картируются. И наконец, эти метасоматиты

широко распространены в вулканических областях в ассоциации с различными типами рудных месторождений, преимущественно халькофильного профиля. Ведущими минералами (в порядке возрастания температуры), определяющими фациальный состав вторичных кварцитов, являются диккит, алунит, серицит, диаспор, пирофиллит, андалузит и корунд. Кварц и рутил входят в минеральные ассоциации всех фаций. В подчиненных количествах отмечаются гематит, пирит, барит, а также галогенсодержащие минералы: зунит, топаз, дюмортьерит, турмалин и пр.

По размерам тел и набору фаций массивы вторичных кварцитов образуют непрерывный ряд, температуры их формирования варьируют от 100 до 450°С. При этом установлено, что высокотемпературные вторичные кварциты часто пространственно сопряжены с гранитоидами. К.Н. Озеров [1933], основываясь на этих фактах, а также учитывая широкое распространение во вторичных кварцитах андалузита, пришел к выводу об их контактово-метасоматическом образовании. Н.И.Наковник [1968] под вторичными кварцитами понимает продукты гидротермального изменения пород вулканических построек, формирующихся в стадию затухания вулкана. Близкой точки зрения придерживается С.И. Набоко [1963]. Д.С.Коржинский [1960] и Г.М.Власов [Власов, Василевский, 1959], принимая во внимание широкий температурный спектр минералов вторичных кварцитов и наблюдаемую иногда пространственную их связь с гранитоидами, разделили вторичные кварциты на *сульфатарный и контактовый типы*. Большинство исследователей придерживаются этой классификации, относя к контактовому типу диаспор- (андалузит, корунд)-содержащие вторичные кварциты.

По данным [Sillitoe et al., 1998] вторичные кварциты венчают порфировую систему в целом, образуя надрудную шляпу золото-серебряных месторождений кварц-адулярового типа, которые занимают крайнее верхнее положение в системе.

Мезозойско-кайнозойские вулканические пояса Востока Азии представляют во многом уникальный полигон для изучения вторичных кварцитов не только благодаря их широкому здесь распространению. Вторичные кварциты на этой территории сохранили первичные формы залегания и в то же время вскрыты эрозией на глубину. Этим они выгодно отличаются от аналогичных образований современных и древних вулканических областей.

Основу работы составляют личные материалы авторов, широко использованы опубликованные и отчетные материалы преимущественно по разведанным на глубину массивам вторичных кварцитов Дальнего Востока России. Для сопоставления проведен обзор опубликованных данных по рудным месторождениям, которые ассоциируют с вторичными кварцитами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Благодаря работам М.П.Русакова, Н.И.Наковника, С.Н.Гавриковой, Е.Р.Петраченко и других авторов минералогия вторичных кварцитов к настоящему времени хорошо изучена. Меньше внимания уделялось структурным факторам залегания вторичных кварцитов и связям их с рудами металлов и рудоносными метасоматитами. Чтобы установить природу и понять место вторичных кварцитов в гидротермально-рудных системах, нами проведен анализ вторичных кварцитов из разных регионов и разных возрастных групп по следующим позициям: 1 – морфология залежей; 2 – связь вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями пород; 3 – место вторичных кварцитов в гидротермальной колонне рудных месторождений; 4 – условия залегания и связь вторичных кварцитов с вулканическими и плутоническими породами и рудами металлов; 5 – физико-химические параметры образования и состав флюидной фазы.

Площадное картирование гидротермалитов явилось основным методом исследований. Оно осуществлялось по специально разработанной методике [Мишин, 1978], включающей детальное опробование пород по сети и описание гидротермалитов. В камеральный период каждая проба изучалась под бинокляром и в шлифах. Петрографические определения заверялись инфракрасной (ИК) спектроскопией и рентгено-структурным анализом. ИК спектроскопия проводилась в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск (аналитики И.Г. Цой и В.Ф. Золотухина), а рентгено-структурный анализ в институте минералогии УФ РАН, г. Миасс (аналитик В.Н. Белогуб) и в Институте материаловедения ДВО РАН, г. Хабаровск (аналитик В.Н. Бруй).

Для получения достоверных структурных данных в качестве объектов исследования выбирались разведанные на глубину известные месторождения вторичных кварцитов. В большинстве случаев удалось перепробовать kern скважин. Таким образом, анализ поверхностного распределения минеральных парагенезисов в совокупности с данными, полученными при изучении керна, позволил воссоздать объемную картину гидротермальных систем.

По результатам микроскопического изучения пород выделялись устойчивые парагенезисы минералов и с учетом полевых наблюдений строились разрезы и карты фаций.

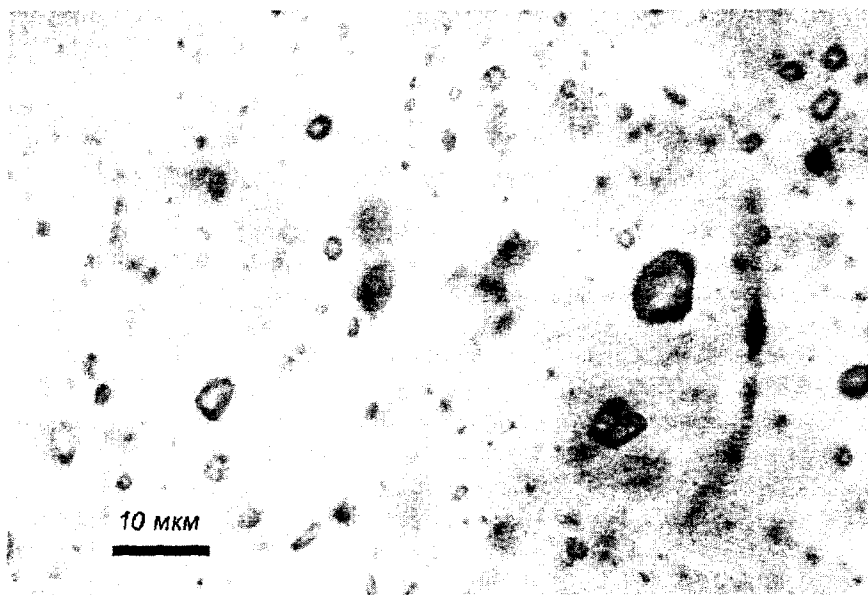
Термобарогеохимические исследования проводились в лаборатории тектоники ИТиГ ДВО РАН с использованием стандартных методик термометрического и криометрического анализа [Roedder, 1984]. Флюидные включения изучены в 41 образце из месторождений Красивый, Белая Гора, Маго, Шелеховское, Бринеровское и Гряда Каменистая. В основном исследовались вторичные кварциты, в меньшей степени – рудоносные гидротермалиты. Наиболее полное описание вертикальной колонны метасоматитов удалось провести на месторождении Гряда Каменистая.

Изученные породы, как правило, представляют собой перекристаллизованные эффузивы, субинтрузивные и интрузивные породы кислого состава. Обычно порфиробласты кварца перекристаллизованы нацело, не содержат участков с различными оптическими характеристиками и не имеют зонального строения. В слабоизмененных образцах включения наложенных генераций трассируют залеченные микротрещины в порфиробластах кварца, в то время как в их неперекристаллизованных частях сохраняются реликтовые флюидные и раскристаллизованные включения, относящиеся к магматической стадии формирования породы. В нацело перекристаллизованных (окварцованных) образцах как порфиробласты, так и кварц основной массы содержат одинаковый набор включений с одинаковыми параметрами, хотя в порфиробластах они, как правило, крупнее.

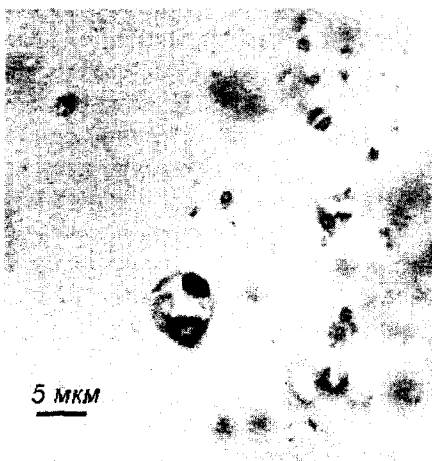
На месторождениях Белая Гора и Гряда Каменистая на генерации включений, соответствующих процессу образования вторичных кварцитов, накладываются поздние генерации, являющиеся результатом формирования в кварцитах рудоносного кварцевого штока.

Для изученного материала характерны флюидные включения трех типов: существенно газовые, кристаллофлюидные и газовой-жидкие (жидкие однофазовые).

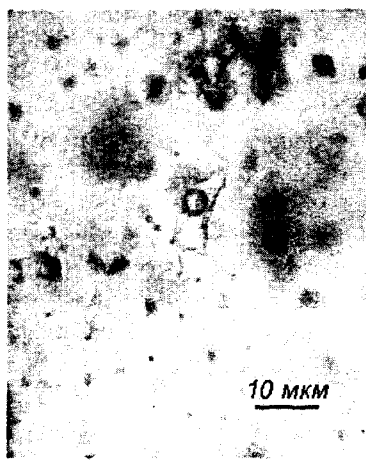
Газовые включения особенно обильны в кварце изученных объектов, кроме вторичных кварцитов месторождений Красивый и Белая Гора (рис. 1, а). Обычно они крупные (до 10 – 20 мкм в поперечнике), сферические, часто огранены в виде негативного кристалла кварца. Располагаются как по всему объему зерна минерала-хозяина (первичные), так и по хорошо залеченным микротрещинам (первично-вторичные). Газовые включения содержат низкоплотный газ (водяной пар), следы водного раствора (пленка воды по стенкам и в углах включений), иногда небольшие кристаллики твердых фаз. При охлаждении таких включений редко (месторождение Маго) происходит конденсация газовой фазы с температурой плавления -59°C , что свидетельствует о ее преимущественно углекислотном составе с примесью газов типа CH_4 , CO , N_2 .



а



б



в

Рис. 1. Флюидные включения в кварце вторичных кварцитов.
а – газовые, б – кристаллофлюидные, в – газовой-жидкие

Газовые включения в изученном материале не могли образоваться в результате разгерметизации газово-жидких, поскольку трещин разрыва и галомикровключений вокруг них не обнаружено. Отсутствуют также минералогические и петрографические признаки повторного прогрева пород. Кроме того, как показывает опыт изучения включений, термическая разгерметизация никогда не проходит одинаково во всех включениях. После нее обычно остаются сообщества включений с разной, невыдержанной степенью заполнения. В нашем же случае все газовые включения ровно "пустые", а присутствие в них пленочной воды носит закономерный характер от образца к образцу (либо есть во всех включениях, либо нет). Маловероятна также диффузионная утечка воды из таких включений, так как температуры, при которых находились рассматриваемые включения после своего образования (менее 470°C), слишком малы для заметного развития этого процесса [Hall, Sterner, 1992].

Таким образом, газовые включения, вероятнее всего, образовались из малоплотной газовой фазы, которая отделялась от вскипающих гидротермальных растворов.

Кристаллофлюидные включения по своему образованию близодновременны или сингенетичны газовым (рис. 1, б). Их присутствие характерно для высокотемпературных разностей вторичных кварцитов (Маго, Бринеровское поле). Кристаллофлюидные включения более мелкие (до 5 мкм), сопутствуют газовым в объеме минерала-хозяина (первичные) и совместно с ними слагают залеченные микротрещины (первично-вторичные). Они неплохо огранены, однако их формы часто уплощенные, иногда определяются крупными твердыми фазами. Кристаллофлюидные включения обычно содержат пузырек газа (водяной пар без низкокипящих газов), водно-солевой раствор и несколько твердых фаз. Высокая концентрация водно-солевого раствора препятствует его кристаллизации при охлаждении. Как правило, в кристаллофлюидных включениях присутствуют 3 твердые фазы: мелкая округлая, крупная кубическая со сглаженными вершинами и ребрами и уплощенная субгексагональная с острыми углами. Иногда их дополняют буровато-красные мелкие твердые фазы (рудные железистые ?), которые часто не растворяются после повышения температуры до $500 - 600^{\circ}\text{C}$ и многочасовых выдержек. [Roedder, 1984] объясняет присутствие во включениях не растворяющихся при нагревании гематита и ангидрита утечкой водорода при смене внешней обстановки на окислительную или их низкой кинетикой растворения. Следует отметить, что нагревание кристаллофлюидных включений во вторичных кварцитах редко приводит к их разгерметизации, а это свидетельствует о низком давлении при их образовании.

Невыдержанные соотношения фаз в кристаллофлюидных включениях указывают на возможность их захвата из гетерогенной среды. Поэтому среди температур гомогенизации фиксировались лишь полученные по группам включений с одинаковыми фазовым составом и последовательностью фазовых превращений при нагревании.

Газово-жидкие и жидкие однофазовые включения, как правило, являются более поздними, чем газовые и кристаллофлюидные (рис. 1, в). Они обычно хуже огранены и трассируют залеченные микротрещины. В ряде случаев отмечено пересечение зонами газово-жидких включений сообществ газовых и кристаллофлюидных с их перенаполнением, что свидетельствует об их вторичном характере. Лишь на месторождениях Красивый и Белая Гора мельчайшие газово-жидкие и жидкие однофазовые включения в кварце имеют первичный характер. Соотношения фаз в газово-жидких включениях в большинстве случаев невыдержанные, что свидетельствует об их формировании из гетерогенной среды. Среди них обычны признаки расшнурования. Все это привело к большим трудностям в поисках включений, пригодных к определению достоверных температур гомогенизации, которые, как известно, в случае кипения соответствуют температурам захвата.

Анализы изотопного состава кислорода и водорода в каолините (дикките) и пирофиллите выполнены в лаборатории изотопных исследований Геологического института, г. Москва (аналитик Б.Г.Покровский). Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD даются в промилле относительно стандарта SMOW. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ в пределах $\pm 0,2\text{‰}$, δD — $\pm 4\text{‰}$.

Изотопный состав воды, равновесной с каолинитом, определялся по уравнениям:

$$\begin{aligned} \delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} &= \delta^{18}\text{O}_{\text{кал}} - 1000 \ln a, \\ \delta\text{D}_{\text{воды}} &= \delta\text{D}_{\text{кал}} - 1000 \ln a, \end{aligned}$$

где $\delta^{18}\text{O}_{\text{кал}}$ и $\delta\text{D}_{\text{кал}}$ — измеренные значения, а $1000 \ln a$ [данные — Savin, Epstein, 1970] для кислорода при 100°C равен $11,6\text{‰}$, при 150°C — $7,6\text{‰}$. Для водорода калибровки менее точны. При расчетах было принято, что $1000 \ln a$ для водорода при возрастании температуры от 100 до 200°C изменяется от -28 до -20‰ [Taylor, 1974].

Поскольку изотопный состав кислорода и водорода пирофиллита и каолинита близки друг другу (данные по Шелеховскому массиву), можно полагать, что и изотопные метки гидротермальных растворов, равновесных с этими минералами, близки.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СИСТЕМЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА АЗИИ, ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МЕСТО В НИХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И ХАЛЬКОФИЛЬНОЙ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Известково-щелочные вулканические и комагматичные им плуто-нические породы на Востоке Азии распространены от Тихоокеанской окраины до Забайкалья. Максимум магматической активности на этой территории приходится на позднеюрско-палеогеновый период*. С этим этапом магматизма связано большинство месторождений олова, золота, серебра и все известные проявления вторично-кварцитово-формации. В современном срезе вулканические породы сохранились в виде изолированных полей и отдельных протяженных поясов. Форма их выходов во многом определяется условиями и длительностью эрозионных процессов, а также структурой фундамента.

Нами в основу районирования магматических пород положены возраст и зональность вулканизма.

2.1. Вулкано-плутонические пояса и системы

Многими исследователями Востока Азии отмечалось омоложение вулканогенных толщ с запада на восток [Нагибина, 1970; Мезозойская..., 1975; Вулканические..., 1984]. Вместе с тем меловой вулканизм оказался сквозным для всей территории, что создавало иллюзию непрерывности вулканизма и послужило причиной того, что при тектонических построениях возраст вулканогенных образований должным образом не анализировался.

При сопоставлении возрастов начальных и конечных фаз вулканизма и интрузивного магматизма в отдельных вулканических полях выяс-

*Базальты неоген-четвертичного этапа имеют свой структурный план и в работе не рассматриваются.

нилось, что существуют протяженные ареальные зоны с синхронным магматизмом и с дискретным скачкообразным изменением возрастов на границах таких зон [Мишин, Бердников, 2000]. Эти близодновременные ареалы обычно изолированных выходов вулканических и плутонических пород были выделены как системы (рис. 2).

С востока на запад выделяются Сихотэ-Алинская турон (сеноман)-олигоценовая, Охотско-Сунгарийская апт-сеноманская (маастрихт) и самая обширная Удско-Большехинганская позднеюрско-раннемеловая вулканоплутонические системы.

Сихотэ-Алинская система включает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и серию разобщенных вулканических полей и интрузивных массивов в Центральном Сихотэ-Алине*. Возраст вулканических толщ в северной части системы охватывает период от турона по олигоцен включительно, в Приморской же части Сихотэ-Алинской системы низы разреза датируются сеноманом, а верхи – эоценом. Современные датировки Rb/Sr методом кислых вулканитов богопольской свиты (59,68–52,4 млн лет по [Попов, Гребенникова, 2001]) и K/Ar определения возраста базальтов суворовской свиты (45,8–47,3 млн лет по [Okamura et al., 1998; Otofujii et al., 1995]) свидетельствуют о более молодом возрасте верхней границы вулканогенных пород и, таким образом, разница между возрастными южной и северной частями системы в значительной степени стирается.

Охотско-Сунгарийская система. В её составе выделяются Охотско-Чукотский пояс (рассматривается его юго-западный фланг, включающий Преджугжурский, Ульинский и Куйдусунский вулканогены) и вулканические поля в восточной части Буреинского и Ханкайского массивов (Селиткано-Сунгарийский сегмент). Южное выклинивание системы произошло в районе, примыкающем к северному окончанию Северо-Китайской платформы, возрастным аналогом его является Хонсю-Корейский вулканический пояс. В Селиткано-Сунгарийском сегменте заложение системы произошло в альбе и, возможно, в отдельных структурах в апте. Согласно стратиграфической схеме возраст толщ, венчающих сохранившуюся часть разреза в этом регионе, датируется коньяком, однако многочисленные современные Rb/Sr, K/Ar и Ar/Ar определения возраста вулканитов, гранитов и оруденения свидетельствуют о сеноманском возрасте завершающей фазы магматизма [Гоневчук и др., 1991; Лебедев и др., 1997, 1999; Крымский и др., 1997].

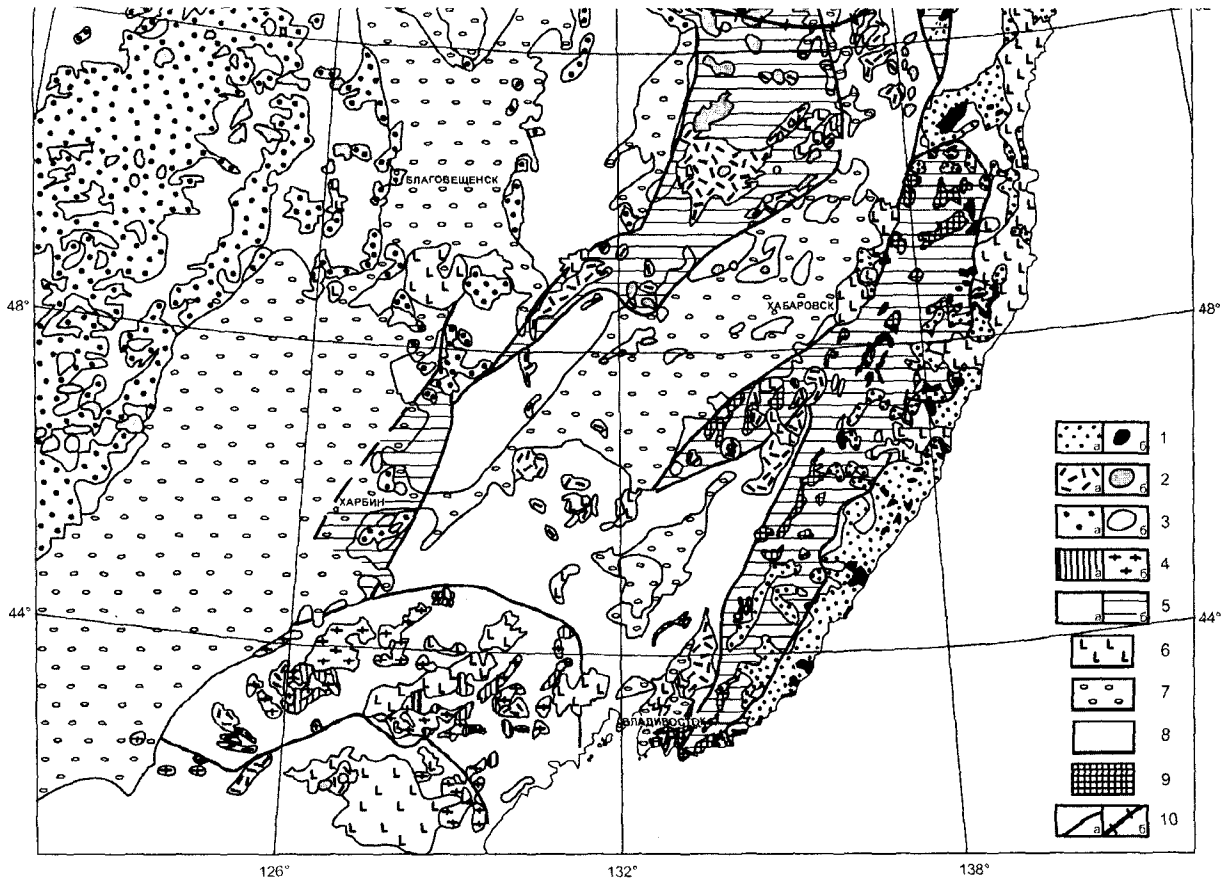
* Раннемеловые (досеноманские) интрузивные образования хунгарийского, сандинского и татитибинского комплексов, не имеющих вулканических комагматов, рассматриваются в составе фундамента.

Рис. 2. а. Схематическая карта вулкано-плутонических систем на востоке России.

1–3 – вулкано-плутонические системы: 1 – Сихотэ-Алинская (K_2-P), 2 – Охотско-Сунгарийская (K_1-K_2), 3 – Удско-Большехинганская (J_1-K_1); (а – вулканические породы, б – плутонические); 4 – раннемезозойские вулканические (а) и плутонические (б) породы; 5 – зоны внутренние (а) и внешние (б); 6 – неоген-четвертичные базальтоиды; 7 – осадочные бассейны; 8 – породы фундамента; 9 – раннемеловые граниты хунгарийского, таттинского и сандинского комплексов; 10 – границы систем и зон (а) и сутурные зоны (б).



б. Схема районирования. 1–3 – вулкано-плутонические системы: сенман-олигоценая (1), апт-мастрихтская (2), юрско-раннемеловая (3); 4 – зоны: внешняя (а) и внутренняя (б).



Граница Селиткано-Сунгарийского сегмента с Сихотэ-Алинской системой проходит вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. К Селиткано-Сунгарийской системе здесь относятся вулканические поля (Алчанская и Южно-Приморская вулканические зоны), которые объединялись ранее в Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Возраст алчанской свиты определялся как позднеальбский-сеноманский, но согласно последним геологическим исследованиям [Амельченко, 2000 г.] возраст этих отложений датируется альбом.

Вулканогенные образования Южно-Приморской зоны, объединяемые в коркинскую серию, также датировались поздним альбом-сеноманом. Поводом для пересмотра возраста послужили радиологические данные, полученные для гранитоидов Криничного рудного поля, прорывающих отложения коркинской вулканической серии. Rb/Sr и K/Ar методами в разных лабораториях получены близкие цифры – 104, 97, 98 млн лет [Саядян и др., 1996]. Согласно этим данным возраст отложений коркинской серии не моложе альба. Биостратиграфические данные также указывают на альбский и, возможно, более древний возраст коркинской серии [Олейников, 1994]. В пределах Западного Сихотэ-Алиня отмечается частичное перекрытие раннемеловых вулканогенных образований эоцен-олигоценовыми андезитами и трахиандезитами Сихотэ-Алинской системы. Стратиграфический перерыв между этими комплексами вулканических пород составляет около 40 млн лет.

Возраст вулканогенных отложений юго-западного сегмента Охотско-Чукотского пояса определяется как альб-маастрихтский [Лебедев, 1987; Альшевский, 1997].

Удско-Большехинганская система объединяет вулcano-плутонические комплексы позднеюрско-раннемелового (до альбского) возраста, распространенные на обширной территории к западу от Охотско-Восточно-Буреинской системы. Эта система не имеет четко выраженного простираения. Наряду с разрозненными полями вулканитов Северо-Восточного Китая, Зейско-Буреинского района и Амурской области в её состав входят разноориентированные крупные вулcano-плутонические зоны: Большехинганский, Монголо-Забайкальский, Умлекано-Огоджинский, Становой (существенно плутоногенный) и Удской вулканические пояса.

Восточная граница системы ввиду разобщенности выходов вулканитов и слабой их стратиграфической изученности проводилась главным образом по резкой смене петрографического состава пород и степени их окисленности [Мишин, 1995].

На территории Северного Китая, в том числе в вулканическом поясе Большого Хингана вулканические породы сформировались в интервале 150–104 млн лет, при этом более поздние вулканические образования, объединяемые в формацию иликэдэ, распространены ограничено, главным образом в приразломных зонах. Гранитоиды на этой территории предшествуют вулканизму и имеют возраст 180–150 млн лет [Чжан Хун и др., 2000].

Близкий возраст имеют вулканические и plutонические породы в Приаргунском районе [Гордиенко и др., 2000]. Вулканические породы здесь выполняют, как правило, узкие приразломные, рифтогенного характера, грабены. К востоку позднеюрские вулканические породы достоверно известны в пределах Удского пояса, основная же часть выходов вулканитов на востоке территории датируется ранним мелом (берриас-апт). Неокомовые отложения, постепенно выклиниваясь, прослеживаются на север в основании Охотско-Чукотского пояса. Разделяет последние готерив-аптский стратиграфический перерыв [Лебедев, 1987].

В Забайкалье и Монголии достаточно широко представлены раннемезозойские (T_3-J_2) вулканические и plutонические породы [Мезозойская..., 1975]. Подобного возраста магматические породы установлены в северо-восточном обрамлении Северо-Китайской платформы (см. рис.2).

В целом можно говорить об удревнении с востока на запад возраста нижней границы вулканогенных толщ в пределах Удско-Большехинганской вулкано-plутонической системы. Возможно, раннемезозойские магматические породы следует выделить в качестве самостоятельной системы.

2.2. Вулкано-plутонические системы и этапность рудообразования

На Востоке России основными промышленными объектами являются месторождения золота и олова. Они наиболее изучены. В настоящее время для большинства крупных месторождений имеются радиологические определения возраста оруденения, основная масса которых произведена в последние годы Rb/Sr, Ag/Ag методами в разных лабораториях, и в результате получены достаточно надежные сопоставимые датировки, обобщенные в табл. 1.

В Сихотэ-Алинской вулкано-plутонической системе большинство золото-серебряных месторождений сформировалось в интервале 48–

Таблица 1. Соотношение возраста магматических пород и оруденения

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ																						
			Сихоте-Алинская (K ₂ -Pg)			Охотско-Сунгарийская (K _{1,2})						Удско-Большехинганская (J ₁ -K ₁)													
						Селиткано-Сунгарийская зона			Охотско-Чукотский пояс																
			Маг-матизм	Оруденение		Маг-матизм	Оруденение		Маг-матизм	Оруденение		Маг-матизм	Оруденение												
	1*	2*		1*	2*		1*	2*		1*	2*														
N ₁ 24,6	Мiocен			Au, Ag	Sn, W																				
	Pg													Олигоцен 38,0											
Эоцен 54,9																									
65	Палеоцен																								
K	Верхний 97,5	Маастрихтский																							
		Кампанский																							
		Сантонский																							
		Коньякский																							
		Туронский																							
	Нижний	Сеноманский																							
		Альбский																							
		Аптекий																							
		Барремский																							
		Готеривский																							
144	Валаажинский																								
		Берриасский																							
J	Верхний																								

* Зоны: внутренняя (1) и внешняя (2).

38 млн лет и лишь для Многовершинного получены цифры около 60 млн лет [Иванов, 1997; Томсон, Полякова, 2000]. Для оловянного оруденения, наряду с палеогеновым, выделяются раннемеловой и позднемеловой этапы. Совмещение разновозрастного оруденения наблюдается в одних и тех же рудных районах, например, в Кавалеровском – 95–45 млн лет [Гоневчук, 1999]. Полихронность оруденения в этих районах обусловлена полихронностью интрузивного магматизма. Здесь пространственно совмещены нижнемеловые (досеноманские), позднемеловые и палеогеновые магматические комплексы с возрастным интервалом от 137 до 55 млн лет (Rb/Sr датировки, [Гоневчук, 1999]). В Арминском рудном районе возраст интрузивных образований по данным [Гоневчук, 1999; Руб, 1998] находится в пределах 86–62 млн лет (оруденение известно со всеми гранитами). Полихронность отличает также бор-полиметаллическое оруденение Дальнегорского района. Общая продолжительность рудного этапа в этом районе составляет интервал от 74 до 56 млн лет [Томсон, Полякова, 2000].

В Селиткано-Сунгарийском сегменте альб-сеноманской системы современные датировки золоторудных объектов отсутствуют. Для оловянных месторождений имеются многочисленные Rb/Sr и Ag/Ag определения возрастов гидротермалитов. По этим данным оловянное оруденение на всей отмеченной территории укладывается в узкий временной интервал 83–96 млн лет [Гоневчук и др., 1998].

В Охотско-Чукотском сегменте золото-серебряные месторождения имеют возраст 72–80 млн лет [Котляр, Жуланова, 1997, Лейер и др., 1997]. Исключение составляет Дукатское серебряное месторождение, для адюляров которого получены цифры от 103 до 109 млн лет. Дукатское месторождение и вмещающие его толщи, по-видимому, относятся к позднеюрской-раннемеловой системе магматических пород [Щепетов, 1995].

Возраст оловянного оруденения в Балыгычано-Сугойском районе определен Rb/Sr методом в 77,7 млн лет [Колесников и др., 1998].

С позднеюрско-раннемеловым этапом магматизма связана основная золотоносность востока России. В последние годы для большинства золоторудных месторождений, расположенных в Амурской области, преимущественно Rb/Sr методом получены следующие радиологические возрасты гидротермалитов: Бамское – 122 млн лет [Моисеенко и др., 1997], Покровское – 131 млн лет [Моисеенко и др., 1999 а], Кировское – 128,3 млн лет [Моисеенко и др., 1999 б], Токурское – 133 млн лет [Фатьянов, Лэйер, 1995]. Эти цифры свидетельствуют о близком, готеривском возрасте формирования разнотипных в формационном отношении зо-

лоторудных месторождений, соответствующем возрасту заключительных фаз магматизма позднеюрско-раннемелового этапа.

Более древний возраст имеют рудные месторождения в западных районах распространения позднеюрско-раннемеловых вулканоплутонических ассоциаций: урановые месторождения Стрельцовского типа – 140 млн лет [Бойцов и др., 1999], Дарасунское золоторудное месторождение – 150–144 млн лет [Пахольченко и др., 1987]. Оловянное и вольфрамовое оруденение по данным Р.М. Константинова с соавторами [1971] формировалось в три этапа: 174–164, 160–140 и 140–120 млн лет.

Эти данные согласуются с удревнением нижней границы возраста магматических пород позднеюрско-раннемеловой Удско-Хинганской вулканоплутонической системы с востока на запад.

В целом можно заметить, что возрастная дискретность оруденения, связанного с мезо-кайнозойским орогенным магматизмом, выражена более резко, чем аналогичная дискретность самого магматизма, и это служит веским дополнительным аргументом в пользу обоснованности выделения трех возрастных пространственно разграниченных систем вулканоплутонических пород в континентальной части Востока Азии.

2.3. Зональность вулканоплутонических систем

Элементы зональности в вулканических породах на формационном уровне отмечали многие исследователи [Сухов, 1981; Сахно, 1994; Попов, 1986; Вулканические..., 1984]. Однако четких критериев для картирования зональности не было найдено. Традиционные петрохимические признаки (щелочность, калиевоcть и т.п.) имели ограничения, так как оказалось, что вариации этих параметров в вертикальном разрезе значительно превышают латеральные вариации [Мишин, 1982].

Нами в качестве основного картировочного признака была использована окисленность магматических пород. Этот признак достаточно универсален, так как позволяет выделять ильменитовую (восстановительные условия) и магнетитовую (окислительные условия) серии независимо от глубины кристаллизации пород (покровы и плутонические породы) и от их кремнекислотности [Мишин, Петухова, 1990; Мишин, Романовский, 1992; Мишин, 1994]. Кроме того, оказалось, что с окисленностью коррелируется целый спектр геологических и геохимических признаков.

Степень окисленности пород (мера окислительных условий) измерялась окисленностью железа, соотношенной с кремнекислотностью по-

род [Мишин, Романовский, 1992], а также по суммарному содержанию железа в темноцветных минералах [Мишин, 1994]:

$$(f = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,38 \cdot \text{SiO}_2 / 200).$$

В отдельных случаях привлекались данные по магнитной восприимчивости. Поскольку между магнетитовой и ильменитовой сериями нет резкой границы, то в качестве последней принимались средние значения перечисленных параметров. Для магнетитовой серии $f \geq 0,5$; ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) для биотита $\leq 19\%$, для клинопироксена $\leq 16\%$, для ортопироксена $\leq 26\%$, магнитная восприимчивость пород кислого состава $\geq 200 \cdot 10^{-5}$ Си [Романовский, 1987].

Значения f усреднялись согласно ранее разработанной методике для планшетов 1:100 000 масштаба [Мишин, Романовский, 1992]. В случае большой разобшенности объектов f определялась для каждого объекта отдельно.

Выяснилось, что вулканические системы по характеру окислительных условий имеют отчетливую поперечную зональность (см. рис. 2, 3). Во внутренних (по отношению к океану) зонах распространены окис-

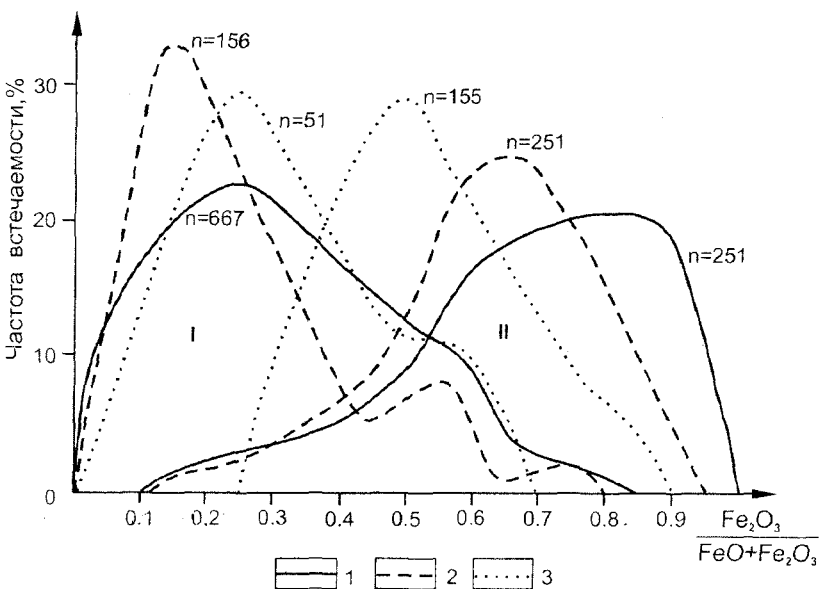


Рис. 3. Кривые распределения окисленности железа в вулканических и субвулканических породах внешних (I) и внутренних (II) зон. 1–3 – породные группы: 1 – риолитовая, 2 – андезитовая, 3 – базальтовая

ленные породы магнетитовой серии, а во внешних – ильменитовой. По распространенности доминируют породы магнетитовой серии. Ильменитовая серия образует относительно локализованные ареалы в тыловой части вулcano-плутонических систем.

Анализ петрографического и формационного составов этих зон выявил устойчивые их различия и по этим признакам. Для внутренних зон характерна общая пестрота и контрастность разрезов с преобладанием андезитов. Вверх по разрезу растут контрастность, общая щелочность и калиевоcть пород, и завершается вулканизм формированием плато-базальтов, которые нередко перемежаются кислыми породами повышенной щелочности [Мишин, 1982; Мартынов, 1983; Филатова, 1988]. Породы кислого состава во внутренних зонах представлены преимущественно вулканитами с равновесным минеральным составом вкрапленников и основной массы – “котектоидный” тип [Мишин, 1994]. Во внешних зонах (области распространения пород ильменитовой серии) пространственно совмещены два резко отличных комплекса вулканических пород. Нижние горизонты таких зон характеризуются пестротой и контрастностью разреза с преобладанием пород среднего состава и в целом не отличаются от низов разреза внутренних зон. Кислые породы в этой части разреза также представлены преимущественно котектоидным типом. Однако верхняя, основная часть разреза во внешних зонах сложена исключительно игнимбритами и игнимбригоподобными породами с неравновесными минеральными ассоциациями вкрапленников и основной массы – “эвтектоидный” тип [Мишин, 1994]. Типичными примерами таких комплексов являются куйдусунский, обманийский, баджальский и т.п.

Таким образом, по окислительным условиям, формационному и петрографическому составам континентальные вулканические породы образуют системы, состоящие из парных вулcano-плутонических зон. Макет такой карты был вначале построен для территории Хабаровского края и Амурской области [Мишин, 1995]. Подобная же зональность впоследствии установлена в Приморской части Сихотэ-Алинской системы [Раткин и др., 1997]. В процессе составления тектонической карты Юго-Восточной Азии под редакцией Л.П. Карсакова и Х. Чжао эти исследования нами были распространены на территорию Северного Китая и Приморье [Мишин и др., в печати].

Содержания РЗЭ в эталонных пробах кислых вулканических и субвулканических пород ильменитовой и магнетитовой серий приведены в табл. 2, 3. Различия серий отчетливо проявляются по соотношению легких и тяжелых РЗЭ (рис. 4) [Мишин, Бердников, 2000]. Сходное распре-

Таблица 2. Содержания петрогенных и малых элементов в вулканических и субвулканических породах ильменитовой серии

№	118-2	128	202-5	202-6	180-8	185-2	400-6	438-2	479	680	740-3	573	6307-2	6310-2	6187-2
-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	77,29	77,15	65,98	65,98	67,4	68,76	69,8	68,6	69,5	64,59	65,46		76,46	76,53	76
TiO ₂	0,13	0,09	0,54	0,54	0,51	0,48	0,3	0,3	0,3	0,86	1,04	-	0,15	0,06	0,19
Al ₂ O ₃	12	11,5	15,2	15,2	15	14,64	15,3	15,3	15,3	16,43	15,37	-	12,6	11,66	12,83
Fe ₂ O ₃	0,18	0,17	0,82	0,82	0,85	1,29	1	1	0,8	1,13	1,12	-	1,15	1,31	1,57
FeO	1,38	0,95	3,63	3,63	3,42	2,27	2,01	2,3	2,73	4,53	4,09	-	0,86	1,65	0,39
MnO	0,03	0,03	0,09	0,09	0,09	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	-	0,03	0,03	0,02
MgO	0,25	0,25	1,45	1,45	1,36	1,13	0,4	1,7	0,4	1,54	1,48	-	0,14	0,48	0,14
CaO	0,49	0,49	3,13	3,13	3,08	2,45	2,3	2,4	2,5	3,02	2,81	-	0,25	0,56	0,25
Na ₂ O	2,31	3,77	3,6	3,6	3,48	3,64	3,7	3,7	3,6	3,4	3,61	-	1,58	3,14	1,76
K ₂ O	4,09	4,27	3,79	3,79	3,86	4,67	4,2	4	3,9	3,67	3,89	-	5,23	5,36	5,5
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,16	0,16	0,13	0,12	0,06	0,06	0,2	0,24	0,21	-	0,1	0,1	0,01
Σ	98,18	98,69	98,39	98,39	99,18	99,5	99,12	99,4	99,28	99,47	99,14	-	98,55	100,88	98,66
Rb	188	147	135	167	131	153	121	108	125	120	120	130	206	247	163
Sr	22	13	330	239	319	263	250	246	234	180	180	195	7	7	52
Y	28	26	23	32	28	31	22	15	26	-	-	-	-	37	-
Nb	11	14	9	11	3	11	8	8	8	-	-	-	49	46	28
Zr	139	138	215	222	34	227	179	175	188	-	-	-	237	244	245
Pb	28	27	-	-	-	28	29	24	23	-	-	-	20	24	9
Sc	6,3	5,2	10,9	7,7	-	-	7	7,2	-	15,4	14,3	10,5	0,5	0,33	3,8
Cr	22	14	24	18	-	-	15	73	-	836	225	11	215	836	227

Таблица 2. (Окончание).

№	118-2	128	202-5	202-6	180-8	185-2	400-6	438-2	479	680	740-3	573	6307-2	6310-2	6187-2
Co	1,8	1,6	7	4,5	—	—	3,8	8,2	—	10,3	9,5	5,2	0,6	1	0,6
Cs	1,8	0,8	2,6	2,1	—	—	2,5	3,4	—	9,5	8,4	4,6	13,6	14,4	5,2
La	26	18	50	65	—	—	43	44	—	50	50	35	34	46	20
Ce	50	54	81	105	—	—	70	70	—	90	89	62	69	93	43
Nd	26	19	36	47	—	—	31	30	—	45	44	30	39	52	25
Sm	6,2	4,3	7,9	10,1	—	—	6,6	5,8	—	10,4	9,8	6,9	10,2	12,4	6,9
Eu	0,14	0,06	1,15	0,85	—	—	0,88	0,95	—	0,37	1,34	1,01	0,18	0,19	0,79
Gd	6,1	5,3	7,1	8,5	—	—	4,8	4,8	—	10	9,3	6,5	9,9	12	8
Tb	1	1	1,2	1,44	—	—	0,83	0,82	—	1,56	1,45	1	1,7	1,83	1,4
Yb	4,3	4,5	3,6	4,3	—	—	2,8	2,6	—	4,2	4,1	2,6	5,6	5,3	5,1
Lu	0,66	0,68	0,52	0,62	—	—	0,41	0,38	—	0,61	0,59	0,34	0,82	0,77	0,75
Hf	5	5	6	6,4	—	—	5	4,8	—	10	8,5	4,8	10,6	9	8
Ta	1,4	1,4	1	1,2	—	—	0,85	0,8	—	1,3	1,2	0,6	3,7	3,5	2,2
Th	20	20	1,15	25	—	—	14	13	—	17	16	11,2	22	20	19
U	3,7	2,3	2,1	3,6	—	—	4,1	3,6	—	3,1	3,2	2	5,9	5,5	3,8

Примечание. 1–9 – Куйдусунский вулканоген, субвулканические массивы: Мукулакитский (1–2), Верхне-Аллахский (3–6), Атарбайский (7–9), Тарынский (10–11); 12 – Ям-Алиньский комплекс (дацит); 13–15 – Хингано-Олонойская депрессия: риолиты нижнеобманийской (13–14) и верхнеобманийской (15) свит. Петрогенные и редкие элементы определены химическим и рентгеноспектральным методом, ИТиГ, аналитик Ильина Л.В. РЗЭ, Sc, Cr, Co, Cs, Hf, Th, U проанализированы инструментальным нейтронно-активационным анализом в ОИГТИМ СО РАН, аналитики Пархоменко В.С. и Шестель С.Г.

Таблица 3. Содержания петрогенных и малых элементов в вулканических породах кислого состава магнетитовой серии

№	915	958	3140-1	5120	3585	3680	3320
№ пп.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	—	77,03	74,61	73,5	71,66	60,28	62,78
TiO ₂	—	0,42	0,28	0,21	0,38	0,75	0,55
Al ₂ O ₃	—	10,6	13,5	13,68	15,55	18,68	17,9
Fe ₂ O ₃	—	1,13	1,61	1,52	0,93	3,29	3,78
FeO	—	1,87	0,29	0,75	0,37	1,42	0,83
MnO	—	0,05	0,1	0,09	0,1	0,09	0,14
MgO	—	0,85	0,38	0,56	0,58	1,56	1,38
CaO	—	0,72	0,44	0,79	0,49	3,75	2,68
Na ₂ O	—	2,63	3,94	3,68	4,81	3,87	3,88
K ₂ O	—	3,79	3,98	4,02	3,19	4,4	4,68
P ₂ O ₅	—	0,06	0,6	0,05	0,12	0,27	0,24
Σ	—	99,15	99,73	98,85	98,18	98,36	98,84
Rb	98	157	89	75	70	113	125
Sr	103	98	110	137	108	686	544
Y	13	24	13	4	14	15	11
Nb	8	7	5	3	4	5	5
Zr	123	381	161	55	246	225	215
Pb	—	—	23	44	17	23	48
Sc	1,8	4,6	5,3	3,6	3,8	12	11,6
Cr	12	9	5	9	4	11	7
Co	2	1,8	2,2	4	1,2	7,8	7
Cs	5,1	4,2	0,6	0,6	1,5	2,3	2
La	27	86	29	25	42	30	28
Ce	44	130	50	37	67	54	52
Nd	20	73	23	15	29	26	26
Sm	4,3	15	5,1	2,8	5,4	6,1	6,1
Eu	0,38	1,55	0,82	0,56	1,22	1,54	1,48
Gd	3,7	12	4,6	2,7	4,8	5,4	5,6
Tb	0,57	1,6	0,7	0,47	0,8	0,88	0,89
Yb	1,5	3,4	2,2	1,37	2,8	2,1	2
Lu	0,22	0,47	0,32	0,2	0,41	0,3	0,28
Hf	3,2	8,7	4,4	3,7	5,8	4,5	5,6
Ta	0,6	0,75	0,5	0,5	0,7	0,4	0,3
Th	13	14	8,4	6,4	7,7	7,5	8,5
U	2,1	3,4	1,5	1,5	1,8	1,5	2,1

Примечание. 1–2 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, месторождение “Валунистое”; 3–7 – Ульинский прогиб, толщи Тапская (3–4), Нютская (5) и Сухореченская (6–7). Остальные примечания см. табл. 2.

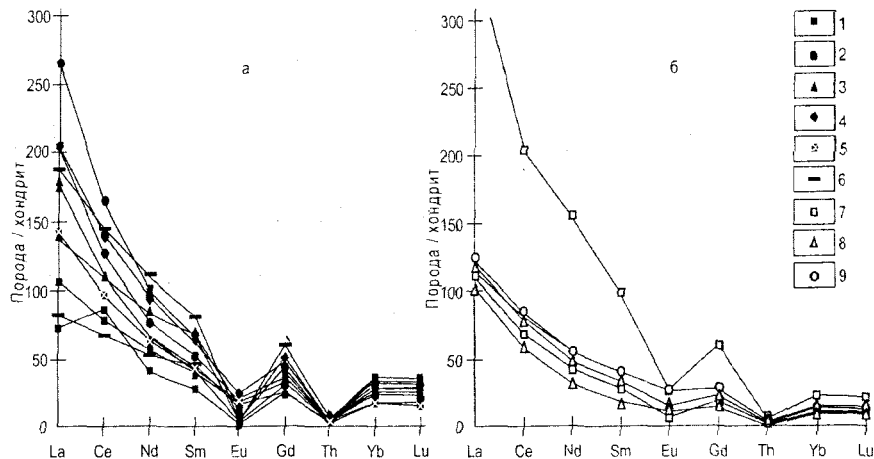


Рис. 4. Распределение РЗЭ в риолитах и дацитах ильменитовой (а) и магнетитовой (б) серий.

1–9 – субвулканические массивы, комплексы, серии: Мукулактинский (1), Верхне-Алхаский (2), Атарбайский (3), Тарынский (4), Ям-Алинский (5), обманйский комплекс (6), Валунистое месторождение (7), амкинская (8) и хакаринская (9) серии. См. табл. 3

деление РЗЭ имеют в гранитоидах магнетитовой и ильменитовой серий [Гоневчук и др., 1999], из чего можно заключить, что решающее влияние на поведение РЗЭ оказывают окислительные условия. Однако наибольшие различия магнетитовой и ильменитовой серий проявляются в относительной глубине европиевого минимума. Обычно распределения Eu связывают с кристаллизацией плагиоклаза. Действительно, в ряду предельный риолит (содержание SiO_2 – 76%, отсутствует нормативный плагиоклаз) – дацит величина европиевого минимума снижается, и в то же время при сравнении пород одинаковой основности видно, что в вулканитах ильменитовой серии европиевый минимум значительно глубже, чем в породах магнетитовой.

С учетом того, что Eu обладает переменной валентностью [Балашов, 1976; Гоневчук, Гоневчук, 1997], было сделано предположение, что значительная часть дисперсии содержаний Eu может быть связана с окислительными условиями. На диаграмме (Eu/Eu^*) (рис. 5) вынесены опубликованные данные раздельно для внутренних и внешних зон Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской систем и авторские анализы эталонных проб магнетитовой (котектоидный тип) и ильменитовой (эвтектоидный тип) серий. Несмотря на то что значения окисленности железа

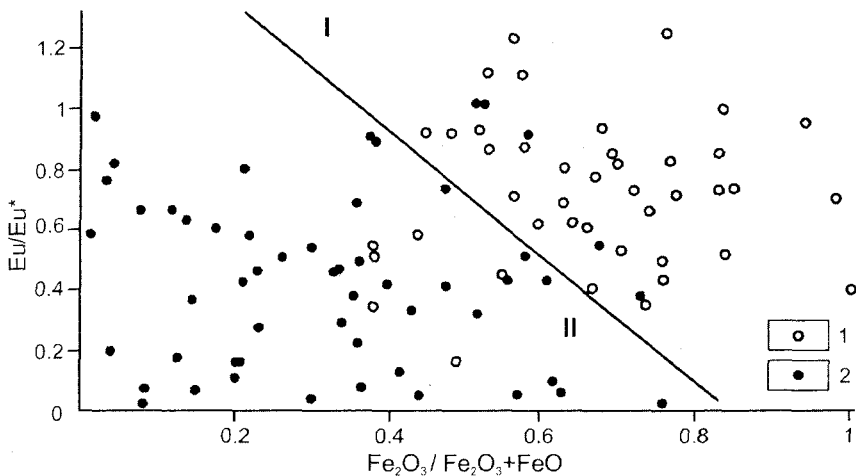


Рис. 5: Соотношение Eu/Eu^* и $f=Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO$ в вулканических и плутонических породах внутренних и внешних зон. Зоны внутренняя (I) и внешняя (2). Поля составов внутренней (I) и внешней (II) зон

сильно зависят даже от слабых гидротермальных изменений и выветривания и требуют статистического подхода, поля составов внутренних и внешних зон достаточно четко обособились.

Для эталонных проб вулканических и субвулканических пород кислого состава магнетитовой и ильменитовой серий определены значения первичного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I_{Sr}). I_{Sr} определялось исходя из значений измеренного $^{87}Sr/^{86}Sr$ и возраста пород. Для Верхне-Аллахского и Атарбайского субвулканических массивов значения I_{Sr} определены графически на основе изохрон. Из табл. 4 и рис. 6 видно, что во внутренней зоне I_{Sr} не поднимается выше 0,705, а во внешней не опускается ниже 0,705. На рис. 6 также обобщены опубликованные данные I_{Sr} в магматических породах Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской систем. Судя по гистограмме общая тенденция возрастания I_{Sr} от внутренней зоны к внешней сохраняется.

Все отмеченные элементы поперечной зональности относятся к Сихотэ-Алинской и Охотско-Сунгарийской системам, имеющим выдержанное простираие с отчетливой "тихоокеанской" ориентировкой.

Менее ясно выражена зональность в позднеюрско-раннемеловой Удско-Больше-Хинганской системе, сложенной преимущественно породами магнетитовой серии или породами с переходными характерис-

Таблица 4. Изотопия стронция вулканических и субвулканических пород магнетитовой и ильменитовой серий

№ п/п	№ проб	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}
1	118-2	188	22	0,73325	0,708605
2	128	147	13	0,74	0,707367
3	202-5	135	330	0,70914	0,707290
4	202-6	167	239	0,71042	0,707259
5	—	—	—	—	0,7065±4*
6	400-6	121	250	0,71056	0,708908
7	438-2	108	246	0,70978	0,708282
8	—	—	—	—	0,7068±4*
9	680	120	180	0,71352	0,709954
10	740-3	120	180	0,714	0,709721
11	573	130	195	0,70931	0,706427
12	6307-2	206	7	0,82747	0,705119
13	6310-2	247	7	0,89584	0,748189
14	6187-2	163	52	0,72114	0,709528
15	915	98	103	0,70779	0,705052
16	958	157	98	0,71022	0,70561
17	3140-1	89	110	0,7074	0,705072
18	5120	75	137	0,7062	0,704625
19	3585	70	108	0,7062	0,703802
20	3680	113	686	0,70431	0,703836
21	3320	125	544	0,7047	0,704039

*Графическое определение на основе изохрон.

Примечание. 1—14 — ильменитовая серия: 1—8 — Куйдусунский вулканоген: риолиты, бассейн р. Мукулакит (1—2), дациты Верхне-Аллахского (3—5) и Атарбайского (6—8) субвулканических массивов; 9—10 — дациты Тарынского субвулканического массива; 11 — риолиты, Ям-Алинская вулканическая зона; 12—14 — Хингано-Олонойская вулканотектоническая депрессия, риолиты нижеобманьской (12—13) и верхнеобманьской (14) свит; 15—21 — магнетитовая серия: Чукотка, месторождение Валунистое, риолиты (15) и дациты (16); 17—21 — Ульинский прогиб, трахириолиты Тапской (17—18) и Нютской (19) толщ; игнимбриты трахитов сухореченской толщи (20—21). Анализы выполнены в ОИГГМ, Новосибирск, аналитики И.П.Морозова и В.Ю.Киселева.

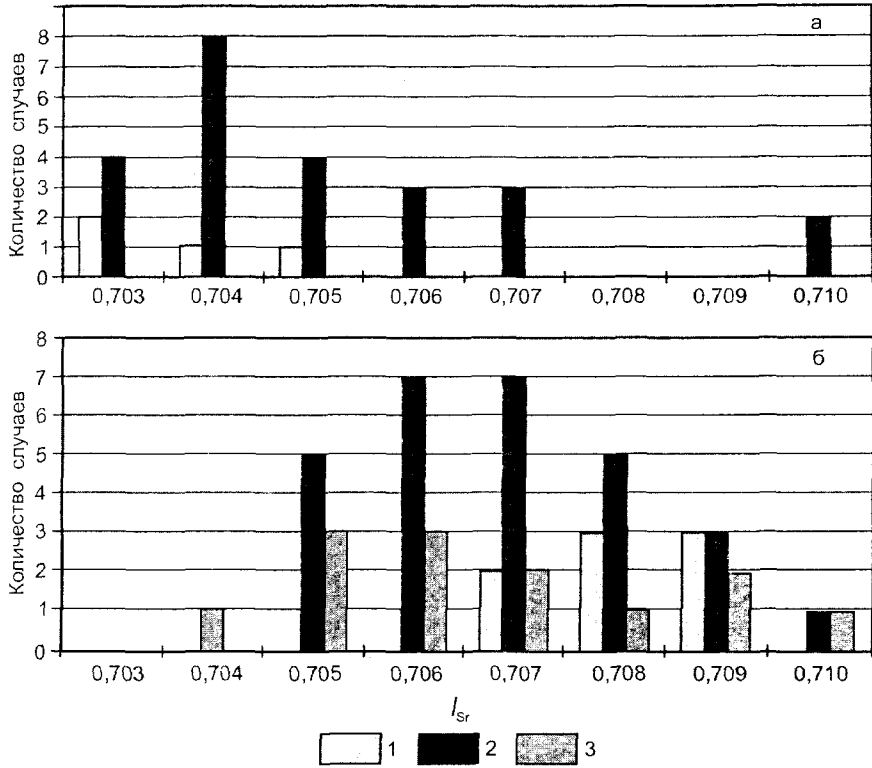


Рис. 6. Распределение первичного $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ во внутренних (а) и внешних (б) зонах вулcano-плутонических систем. 1 – представительные пробы пород магнетитовой (а) и ильменитовой (б) серий; 2–3 – обобщенные опубликованные данные по вулканитам (2) и гранитам (3)

тиками между магнетитовой и ильменитовой сериями. Незначительные по площади поля пород ильменитовой серии установлены на крайнем юго-востоке и западе исследуемой территории (см. рис. 2), а также в пределах Джугджуро-Ульинской подзоны, где окислительные условия сохраняются стабильными от неокома по маастрихт включительно.

По предварительным данным породы ильменитовой серии Шилка-Аргунского междуречья (см. рис. 2) протягиваются далеко на юго-запад в Монголию. Простираение зоны восстановленных пород и ее северная граница контролируются монголо-охотской сутурой, а с юго-востока – вулканическим поясом Большого Хингана. Зона развития восстановленных пород ильменитовой серии с оловянными, вольфра-

мовыми и редкометальными месторождениями с юга и севера обрамляется породами магнетитовой серии с золоторудным, молибденовым, полиметаллическим и урановым оруденением.

В породах магнетитовой серии, образующих основной фон Удско-Больше-Хинганской системы, проявляется своя очень сложная разноориентированная внутренняя структура. Так, субширотный Алданский существенно плутоногенный пояс по отношению к параллельному ему пограничному и близкому по возрасту Становому поясу имеет повышенную щелочность пород. В самом Алданском поясе интрузивы северных ареалов, относительно удаленных от Монголо-Охотской зоны, имеют более высокую щелочность по сравнению с магматитами южных ареалов, например интрузивы Токкинского и Сутамского ареалов по отношению к гранитоидам Суннангинского района [Максимов, 1975]. Ещё более контрастно в Алданском поясе выражена субмеридиональная зональность. В крайней восточной зоне пояса (Одолинский, Юнско-Даньский и Томптоканский районы) гранитоиды отличаются большей ролью кислых гранитоидов и почти полным отсутствием щелочных пород. В крайнем западном ареале (Мурунский и Агинский районы) наблюдается резкое преобладание щелочных пород [Максимов, 1975].

В Становом, преимущественно плутоногенном поясе также отмечается возрастание щелочности пород в западном направлении (рис. 7, а). Менее значимо, но такая же тенденция просматривается в субширотном Умлекано-Огоджинском вулканическом поясе (рис. 7, б). К югу от Умлекано-Огоджинского пояса, в Нижне-Бурейском вулканическом поле щелочность и калиевоcть пород значительно возрастают. В заключительную вулканическую стадию здесь в породах резко выражена пантеллеритовая тенденция (см. рис. 7, б) и появляются рибекит-арфедсонит-содержащие разности вулканических и субвулканических пород.

В Западно-Становой и Хилок-Витимской зонах по данным В.М. Семенова [Геологическое ..., 1997] отчетливо проявлена зональность, выразившаяся в возрастании общей щелочности и калиевоcти пород в стороны от монголо-охотской сутурной зоны.

В северокаитайской части позднеюрско-раннемеловой системы щелочность пород также заметно растет с востока на запад. В породах кислого состава в этом направлении средние значения общей щелочности и калиевоcти изменяются, соответственно: зона Це Луань — 7,53 и 3,58; зона Даяншу — 7,71 и 3,85; Большой Хинган — 8,45 и 4,51. Максимальной щелочностью характеризуются вулканические породы в забайкальской части системы, где в многочисленных приразломных впадинах развит преимущественно бимодальный вулканизм шошонит-латитовой се-

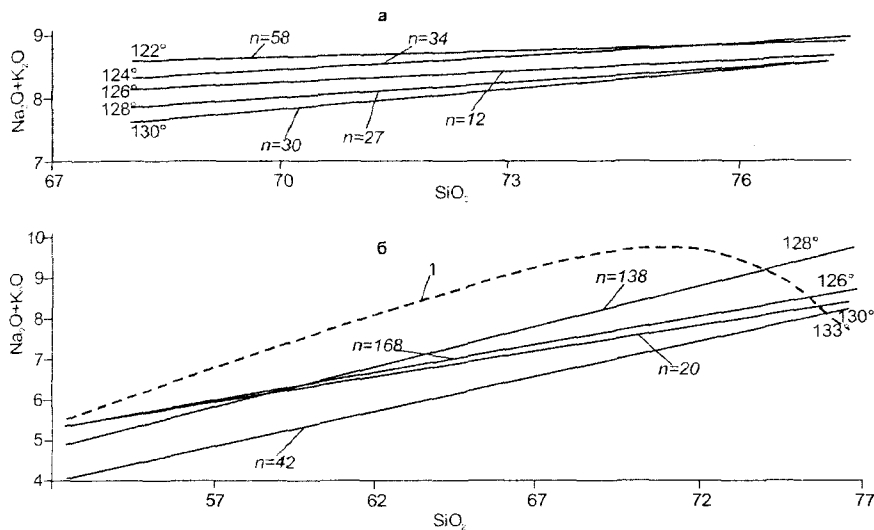


Рис. 7. Вариационные линии гранитоидов Станового пояса (а) и вулканитов Умлекано-Огонджинского пояса (б) по секторам, обозначенным меридианами (пунктиром показана вариационная линия пород Нижне-Бурейского вулканического поля). Тренды построены на компьютере исходя из линейной зависимости составов. Используются данные Дальгехимбанка по Хабаровскому краю и Амурской области

рии [Таусон и др., 1984; Гордиенко и др., 2000]. Таким образом, можно констатировать, что внутренняя структура позднеюрско-раннемеловой системы возникла за счет интерференции широтной (Тихоокеанской) и субмеридиональной (Монголо-Охотской) зональностей.

Выявленная зональность вулканических систем Приамурья имеет, по-видимому, универсальный характер для окраинно-континентальных вулканических поясов. Многими исследователями [Фор, 1989; и др.] отмечается систематическое возрастание I_{Sr} в вулканических породах Анд от тихоокеанского побережья в сторону материка. В гранитных батолитах южной части Калифорнии с запада на восток происходит смена магнетитовой серии пород ильменитовой. Внутренней зоне гранитоидных батолитов соответствуют положительные, а внешней — отрицательные значения поля силы тяжести. В сторону материка также растут значения $\delta^{18}O$: во внутренней зоне от 6,5 до 8 ‰, в промежуточной, отвечающей распространению переходных пород от магнетитовой серии к ильменитовой, — от 8 до 9,5 ‰ и во внешней зоне распространения восстанов-

ленных пород – от 9,5 до 11 %о [Gastil, 1990]. В этом же направлении в гранитах растут значения I_{Sr} от 0,703 до 0,708 [Kistler et al., 1984].

Совместное рассмотрение распределения содержаний РЗЭ, изотопии и окисленности пород позволяет сделать вывод, что выплавление магм во внутренних зонах происходило при незначительном участии коровых пород и возрастанием их роли в направлении континента. В этом же направлении уменьшалась степень плавления субстрата и fO_2 .

2.4. Металлогеническая зональность

Окислительно-восстановительные условия, определяемые fO_2 , являются важнейшей характеристикой термодинамического состояния магматогенно-рудных систем. Особенно велико влияние окислительно-восстановительных условий на геохимические процессы с участием элементов переменной валентности [Борисов и др., 1991]. При изменении fO_2 происходит смена валентности элементов, а разновалентные формы резко различаются химической активностью и растворимостью в расплавах и растворах. Растворимость Sn^{2+} в расплаве почти в 10 раз выше, чем растворимость Sn^{4+} [Некрасов, 1984], при этом Sn^{2+} может существовать в растворенном виде в расплаве только в восстановительных условиях. По экспериментальным данным медь [Борисов и др., 1991], молибден [Tacker, Candela, 1985] и, по-видимому, золото при изменении окислительных условий ведут себя диаметрально противоположно Sn. По этим причинам выделенные внутренние и внешние зоны вулканических систем с преимущественным распространением магнетитовой и ильменитовой (соответственно) серий одновременно являются зонами различной металлогенической специализации. Первые специализированы на халькофильные элементы, а вторые на литофильные. Достаточно сказать, что все золото-серебряные эпитермальные месторождения в рассматриваемом регионе расположены исключительно во внутренних зонах, а все оловянные – во внешних.

Внутренние и внешние зоны вулкано-плутонических систем отличаются также набором гидротермалитовых формаций. Во внешних зонах, характеризующихся более высокотемпературным составом гидротермальных преобразований, широко проявлена площадная биотитизация, которая, за исключением узких зон роговиков, неизвестна во внутренних зонах. В то же время во внутренних зонах присутствует цеолитовая фация площадных метасоматитов и все цеолитовые месторождения расположены в зонах развития пород магнетитовой серии. На востоке России вторично-кварцитовая формация также исключительная принад-

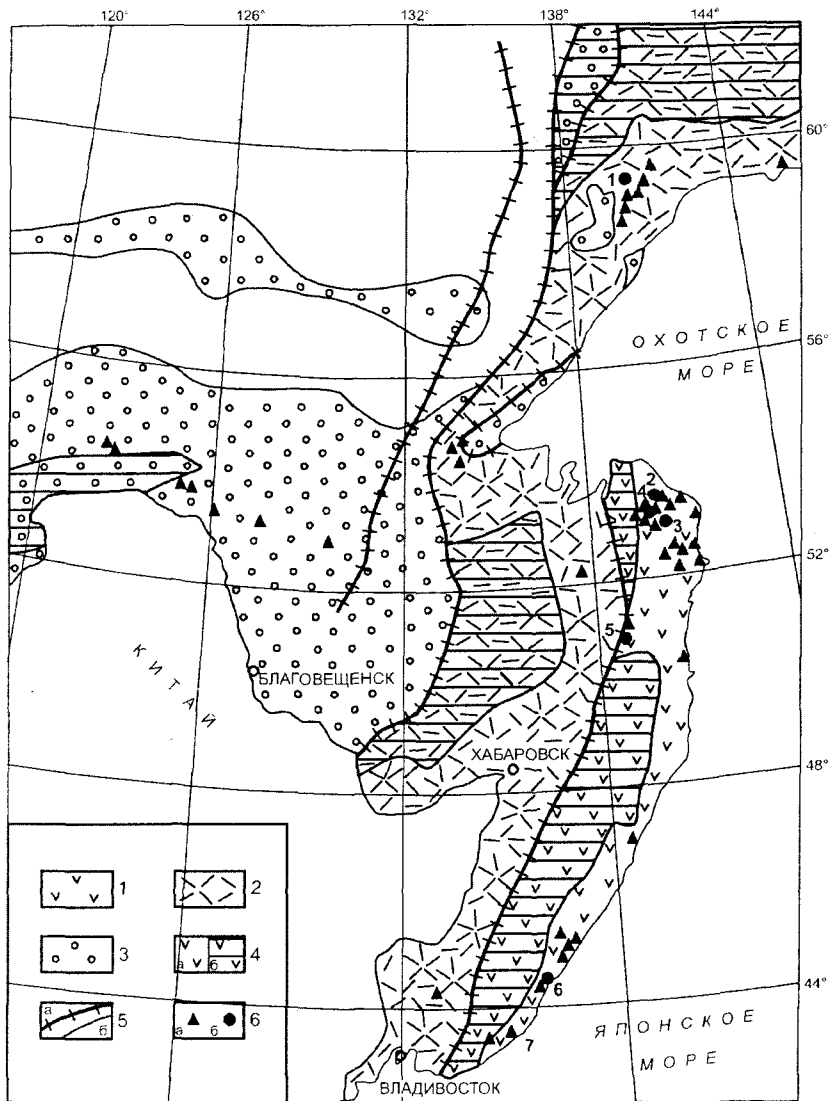


Рис. 8. Распределение апатитовых месторождений на Востоке России и объектов детального исследования.

1–3 – вулcano-плутонические системы: 1 – Сихотэ-Алинская, 2 – Охотско-Восточно-Буреинская, 3 – Удско-Больше-Хинганская; 4 – внутренние (а) и внешние (б) зоны; 5 – границы систем (а) и зон (б); 6 – месторождения алуниа (а) и объекты детальных исследований (б): 1 – Красивый, 2 – Белая Гора, 3 – Гряда Каменистая, 4 – Маго, 5 – Шелеховский, 6 – Бринеровский, 7 – Майский

лежность внутренних зон. Особенно резкие различия внутренних и внешних зон проявлены в распределении минералов, содержащих серу. Во внутренних зонах поля пропилитизированных и аргиллитизированных пород, а также массивы вторичных кварцитов (на нижних срезах) сопровождаются обширными ореолами пиритизации. Во внешних зонах таких площадных проявлений пиритизации неизвестно. На рис. 8 показано расположение алунитовых месторождений на юге Дальнего Востока. Как видно из рис. 8, все месторождения алуниита расположены во внутренних зонах вулcano-плутонических систем и связаны с породами магнетитовой серии.

Для пород ильменитовой серии в свою очередь характерно повышенное содержание фтора [Сахно, 1994]. Примечательно, что вторичные кварциты Приморской части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, располагающиеся в приграничной полосе от внутренней к внешней зонам, обогащены такими минералами, как турмалин, топаз, мусковит, дюмортьерит и приближаются по составу к грейzenам [Петраченко, 1974].

Таким образом, можно сделать вывод, что различие окислительных условий и связанные с ними различия fS и fF обуславливают халькофильную металлогеническую специализацию внутренних вулcano-плутонических зон и литофильную – внешних. В целом же для рассматриваемой территории в соответствии с распределением магматических пород могут быть выделены три разновозрастные металлогенические системы, в каждой из которых формируются сопряженные по ведущему элементу золотоносные и оловоносные зоны.

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ АЛУНИТОВЫХ И СЕРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА РОССИИ

На востоке России в настоящее время известны сотни массивов вторичных кварцитов, которые рассматриваются пока лишь как объекты, перспективные на алунит и другое глиноземное сырье. Все они, как уже отмечалось, расположены во внутренних зонах вулканических поясов.

В Сихотэ-Алинской вулканоплутонической системе часть перспективных в отношении алунита и серы массивов изучена на глубину. На наиболее представительных массивах вторичных кварцитов, максимально представляющих их минералогическое разнообразие, проведено площадное картирование гидротермально измененных пород. На массивах Шелеховском и Гряда Каменная передокументирован и переопробован керн основных скважин и по этим данным составлены карты гидротермально измененных пород.

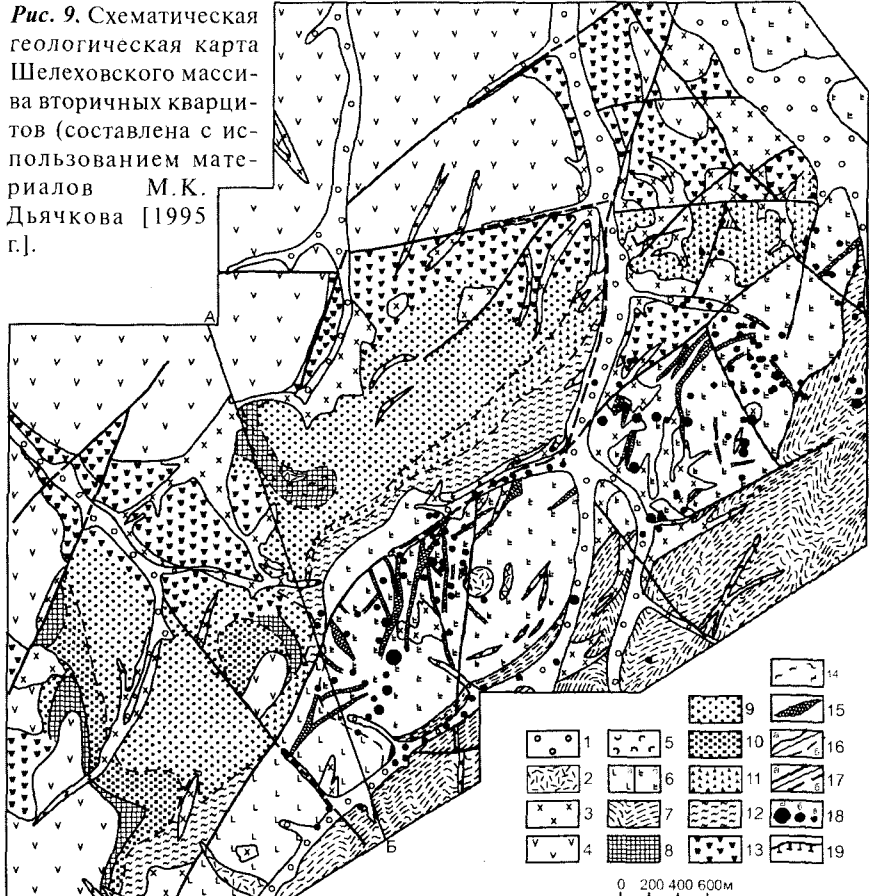
Большой вклад в изучение алунитовых месторождений Дальнего Востока внесли Г.П. Шавро, Р.Я. Складов, Ю.И. Никитин, А.К. Иванищенко, Р.И. Петраченко и др. Отчетные материалы этих исследователей широко использованы при написании этого раздела.

3.1. Шелеховский массив

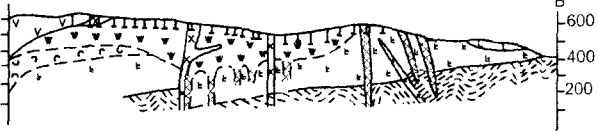
Шелеховский массив расположен на правом берегу р. Амур в бассейне р. Шелеховая (рис.9). Выходы вторичных кварцитов образуют здесь полосу северо-восточного простирания шириной 2-3 км и протяженностью 10 км. В пределах массива известны Шелеховское и Правобережное месторождения алунитов, изученные горными выработками и неглубокими скважинами (в основном до 60 м, одна скважина 150 м).

Район выходов вторичных кварцитов сложен мел-палеогеновыми вулканическими породами, залегающими на терригенных отложениях нижнемеловой удоминской свиты. Вулканические породы моноклинально погружаются на северо-запад и прорваны многочисленными субвулканическими интрузиями базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, диоритовых порфиритов палеогенового возраста. Гидротермально измененные породы имеют хорошо выраженную вертикальную зональность.

Рис. 9. Схематическая геологическая карта Шелеховского массива вторичных кварцитов (составлена с использованием материалов М.К. Дьячкова [1995 г.]).



1 – современные аллювиальные отложения; 2–3 – субвулканические интрузии (Р) риолитов и дацитов (2), диоритовых порфириров, андезитов и базальтов (3); 4 – толща андезитов и грахиандезитов (Р); 5 – татаркинская свита (K²): дациты, риолиты, андезито-дациты, их туфы и лавобрекчии, превращенные во вторичные кварциты и кварц-гидрослюдастые метасоматиты (см. 8–14); 6 – больбинская свита (K¹): базальты, андезито-базальты, их туфы и лавобрекчии пропититизированные (хлорит-карбонатная (а) и эпидотовая (б) фации); 7 – удоининская свита (K); песчаники и алевролиты; 8–13 – фации вторичных кварцитов: 8 – диокситовая, 9 – алунитовая, 10 – пиррофиллитовая, 11 – алунит-диаспоровая, 12 – серицитовая, 13 – нерасчлененные кварциты; 14 – гематитизация; 15 – зоны кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сульфидизированных метасоматитов; 16 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – рудопоявление Гурское (а), рудопоявления (б) и точки минерализации полиметаллов, Ag и Au (в); 19 – картировочные скважины



Нижняя часть вулканогенного разреза, включающая базальты и андезит-базальты больбинской свиты и частично подстилающие их выходы терригенных пород, интенсивно пропилитизирована (хлорит-карбонатная, и эпидотовая фации). Пропилиты на северо-западном фланге структуры пронизаны густой ветвящейся сетью зон серицит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого составов. В их пределах породы сульфидизированы, содержат прожилки и маломощные жилы кварца. С серицитизированными и окварцованными породами связаны многочисленные рудопроявления и точки минерализации Ag, Au, Pb, Zn, Cu. Характерно, что пространственно сопряженные зоны нередко резко отличаются по составу рудных элементов. Так, в зоне Центральной (Гурское рудопроявление) при незначительном (в среднем 0,18г/т) содержании золота концентрация Ag в бороздах достигает 2301г/т (среднее по зоне – 283г/т). Здесь же вскрыты зоны, в которых содержание Au в штуфах достигает 34г/т, а серебро не установлено. В целом же на площади преобладают зоны метасоматитов с Pb-Zn-Cu минерализацией (до 0,1%).

Пропилиты, судя по форме выходов пород на поверхности и отдельным пересечениям скважинами, полого погружаются под вторичные кварциты.

Вулканиды средней части вулканогенного разреза, представленные преимущественно кислыми породами татаркинской свиты (верхний мел), полностью замещены вторичными минералами. Результаты проведенного нами картирования, данные бурения [Дьячков, 1995 г.] и геофизические исследования методом ВЭЗ [Скляр, Шавро, 1982 г.] указывают на пластовое межформационное залегание вторичных кварцитов Шелеховского месторождения. Максимальная вскрытая мощность оценивается в 150 м.

Лавы палеогеновых андезитов и трахиандезитов, также полого погружающиеся на северо-восток, играли роль экрана и практически не затронуты вторичными изменениями. Из палеогеновых пород во вторичные кварциты выборочно превращены лишь субвулканические тела кислого состава.

Толща кислых вулканидов, по которым развиваются вторичные кварциты, прорвана многочисленными дайкоподобными телами диоритовых порфиритов, андезитов, реже базальтов, риолитов и дацитов. Вторичные кварциты развиваются выборочно только по породам кислого состава. Субвулканические породы средне-основного состава подвержены интенсивной пропилитизации, поэтому в целом поле вторичных кварцитов имеет лоскутное строение. По этим причинам прослеживание минеральных фаций связано с большими трудностями. С наибольшей до-

стоверностью выделяются приподошвенная фация кварц-серицит-гидрослюдистых, иногда с андалузитом, сильно пиритизированных метасоматитов и прикровлевая кварц-диккитовая фация. Центральную основную часть залежи образуют алунитовые, алунит-диаспоровые, алунит-диаспор-серицитовые, пирофиллитовые и монокварцевые кварциты. Переход от кварц-диккитовых вторичных кварцитов вверх к неизменным риолитам наблюдался нами на горе Тур. В зоне перехода диккитовые кварциты сменяются прокварцованными и гематитизированными риолитами яшмовидного облика. Кварц в переходных разностях криптокристаллический халцедоновидный. Гематит равномерно импрегнирует основную массу риолитов, а также образует мономинеральные линзообразные гнезда размером в десятки сантиметров. Следует подчеркнуть большое сходство этих образований с кремнисто-каолиновыми метасоматитами месторождения Красивый. Гипсометрически верхняя граница кварцитов на горе Тур точно соответствует проекции нижней кромки экранирующей кварциты толщи палеогеновых трахиандезитов.

Химический состав вторичных кварцитов приведен в табл. 5.

Таблица 5. Химический состав вторичных кварцитов Шелеховского массива

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,3	59,53	58,58	64,97	67,58	90,36
TiO ₂	0,43	0,97	0,98	0,93	0,90	0,78
Al ₂ O ₃	15,38	16,60	14,92	12,97	14,70	1,76
Fe ₂ O ₃	1,59	1,88	2,34	0,43	3,75	0,97
FeO	0,25	0,27	0,35	0,31	0,71	0,25
MnO	0,02	сл.	сл.	0,01	0,02	0,02
MgO	0,50	0,10	0,08	0,11	0,97	0,50
CaO	0,30	0,24	0,24	0,55	0,35	0,30
Na ₂ O	0,71	0,82	1,00	0,69	0,25	0,10
K ₂ O	3,60	2,01	2,43	2,35	4,00	0,16
P ₂ O ₅	0,17	0,39	0,48	0,43	0,17	0,00
SO ₃	14,06	10,95	12,57	11,34	4,29	0,72
H ₂ O	4,96	6,05	5,42	3,87	2,46	0,93
п.п.п.	4,83	3,87	4,58	32,04	2,46	5,50

Примечание. 1-4 – алунитовый кварцит, 5 – серицитовый кварцит, 6 – монокварцит.

На Шелеховском месторождении широко распространен пирофиллит. Этот минерал под микроскопом не отличим от серицита и поэтому в ходе поисковых и исследовательских работ был пропущен. Пирофиллит изучен с применением рентгено-структурного анализа, ИК спектроскопии и подтвержден химическими анализами щелочей (пирофиллит в отличие от серицита не содержит щелочных металлов). Содержания пирофиллита составляют 50–95% (табл. 6), основная примесь – пирит и гидроокислы железа. Пирофиллитовые руды в основном концентрируются на юго-западном фланге месторождения в верхней части кварцевой залежи. Они имеют форму пласта, полого наклоненного на северо-запад. Основным материалом был получен при опробовании сохранившегося керна поисковых скважин. Ввиду того что скважины бурились до глубины 40–60 м и керн сохранился фрагментарно, полная мощность

Таблица 6. Содержание пирофиллита во вторичных кварцитах Шелеховского месторождения

№ п/п	Номер пробы	Содержание пирофиллита в шлифах	Примеси
Штуфы из канавы К-41а			
1	1101-1	90–95	Пирит и гидроокислы Fe
2	1101-2	90–95	Пирит, кварц, гидроокислы Fe
3	1101-3	90–95	Пирит, кварц, гидроокислы Fe
Керн-скважин			
4	С-64-5	70–80	Фрагменты первичной породы, пирит
5	С-120-18	60–70	Гидроокислы Fe, кварц, хлорит
6	С-120-21	70–80	Гидроокислы Fe
7	С-122-10	50–60	Диаспор, кварц
8	С-122-28	30–40	Пирофиллитизированный андезит
9	С-122-35	80–90	Гидроокислы Fe, пирит, кварц
0	С-130-15	95–99	Гидроокислы Fe, кварц
11	С-133-28	80	Кварц
12	С-133-30	20	20% крупночешуйчатого пирофиллита, основная масса возможно, каолинизированный пирофиллит
13	С-133-41	80	Кварц, гидроокислы Fe
14	С-144-40	80	Пирит, кварц
15	С-145-20	95–99	Кварц, гидроокислы Fe
16	С-155-8	80–90	Кварц, гидроокислы Fe

Примечание. В номерах проб из скважин первая цифра – номер скважины, вторая – глубина. В пробе 15 по данным рентгено-структурного анализа: пирофиллит 65 %, кварц 30 %, пирит <5 %.

Таблица 7. Изотопный состав кислорода и водорода в минералах вторичных кварцитов и равновесных с ними гидротерм

Массив, месторождение	№ пробы	Минерал	Т, °С	Кислород			Водород		
				$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$1000 \ln a$	$\delta^{18}\text{O}$ (вода), ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	$1000 \ln a$	$\delta^2\text{H}$ (вода), ‰
Красивый	356-3	Каолинит	100	1	11,7	-10,7	-125	-28	-97
	357	То же	100	1,3	11,7	-10,4	-122	-28	-94
	403-3	-«-	100	0,9	11,7	-10,8	-119	-28	-91
Белая Гора	1030-2	-«-	100	-1,5	11,7	-13,2	-114	-28	-86
	1052	-«-	100	0,3	11,7	-11,4	-129	-28	-101
	1054	-«-	100	1	11,7	-10,7	-115	-28	-87
Шелеховский	1089-2	Диккит, переходный к каолиниту	150	0,5	11,7	-11,2	-108	-28	-84
	1089-6		150	4,5	11,7	-7,2	-107	-28	-79
	с-130/15	Пирофиллит	300	0,4	-	-	-109	-	-
	с-145/20	То же	300	2,9	-	-	-123	-	-
Гр. Каменистая	244-в	Диккит	150	-6,3	9,2	-15,5	-120	-24	-96
	244-х/в	То же	150	-3,4	9,2	-12,6	-110	-24	-86

пирофиллитовых залежей не установлена. Заверенные опробованием сечения рудной залежи составляют: скв. 133 — 13 м, скв. 130 — 9 м, скв. 74 — 14 м.

Запасы руд для одной западной залежи (протяженность — 2000 м, ширина — 400 м и мощность 20 м) составляют 48 000 000 т.

Учитывая моноклинальное залегание пород и межформационное положение залежи вторичных кварцитов, выходы пропилитизированных пород с многочисленными минерализованными зонами можно рассматривать как вскрытую эрозией приподошвенную часть кварцитовой залежи, а минерализованные зоны — как питающую зону гидротермальной системы.

Изотопные отношения кислорода и водорода диккита и пирофиллита близки между собой и приведены в табл. 7. Рассчитанный изотопный состав гидротерм, равновесных с диккитом, указывает на существенно метеорный их источник (рис. 10).

Флюидные включения изучены в кварце серицитовых, диаспор-алунитовых с андалузитом и мусковитом кварцитах и в их монокварцевых

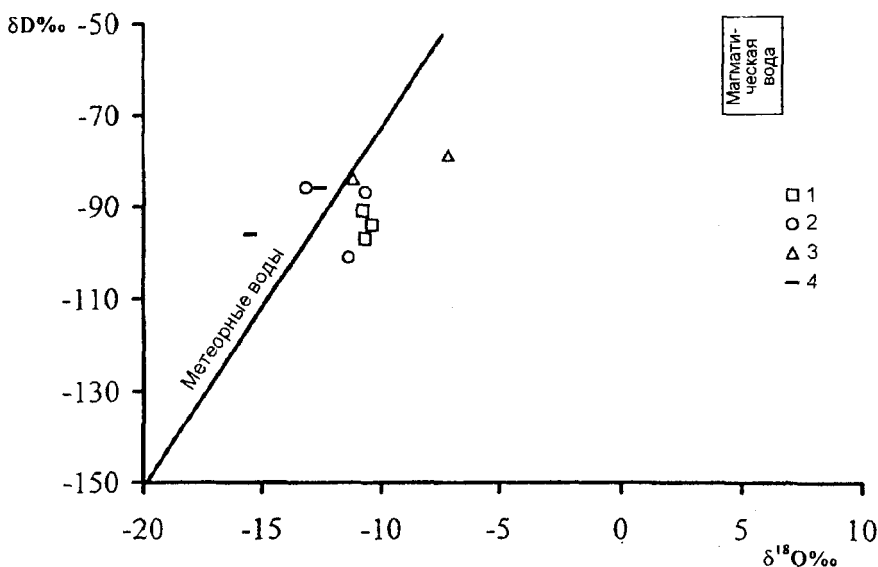


Рис. 10. Изотопный состав гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом (диккитом).

1—2 — золото-серебряные месторождения Красивый (1) и Белая Гора (2); 3—4 — алунитовые месторождения Шелеховское (3) и Гряда Каменистая (4)

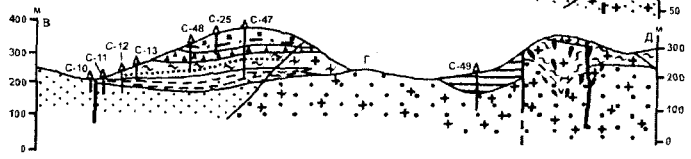
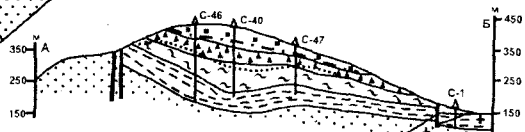
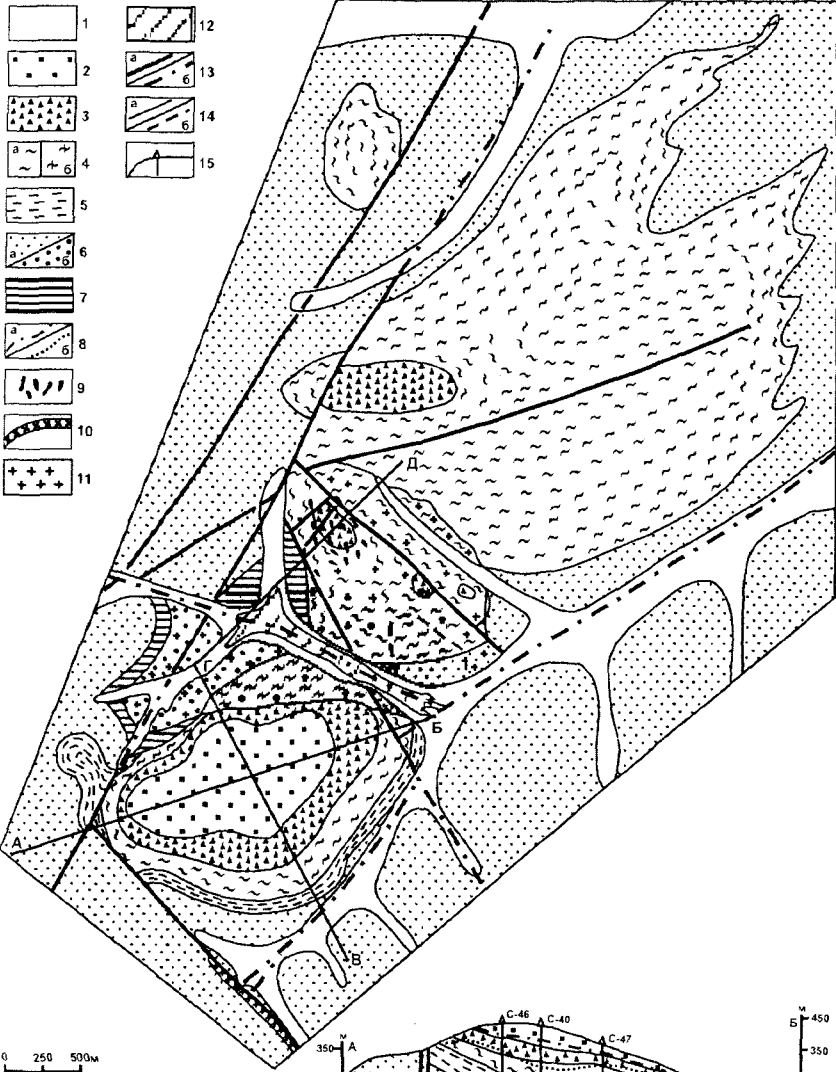
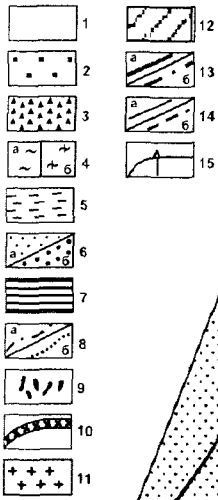
разностях (обр. 1080/2, 1085/2, 1095/1). Газовые включения здесь исключительно первичные, пленочной воды и твердых фаз в них не отмечено, охлаждение до -190°C не привело к конденсации новых фаз. По-видимому, они заполнены низкоплотным газом (водяным паром). Кристаллофлюидные включения не обнаружены. Газово-жидкие – первичные или первично-вторичные с температурами гомогенизации преимущественно $180\text{--}250^{\circ}\text{C}$, единичные замеры 90°C . Плавление фазы льда наблюдалась при температурах $-2, -3, -3,5, -5,5^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о концентрациях от 3 до 8 % NaCl экв. Значения температур эвтектики составляют $-4, -6$ и -7°C и близки к соответствующим параметрам водных растворов MgSO_4 , KHCO_3 и KCl .

3.2. Месторождение Гряда Каменистая

Месторождение Гряда Каменистая расположено на правом берегу р.Амур в 35 км к югу от г.Николаевска. Оно изучено с применением глубокого бурения главным образом на алунит [Шавро и др., 1966 г.]. Нами проведено площадное картирование гидротермалитов на площади, включающей Гряду Каменистую, хр. Моховой и кл. Болотный (рис. 11), передокументирован керн опорных скважин. Изученная коллекция шлифов включает коллекцию Г.П. Шавро (916 шл.) и авторскую (170 шл.). В целом следует отметить хорошую изученность месторождения и высокое качество материалов предшественников. Основной их недостаток заключается в том, что метасоматиты изучались на отдельных участках, что не позволило расшифровать гидротермальную систему как целостную структуру.

Рис. 11. Геологическая карта гидротермально измененных пород гряды Каменистая и хр. Моховой (составлена с использованием материалов Г. П. Шавро [1965 г.].

1 – аллювиальные отложения; 2–4 – вторичные кварциты: 2 – диаспор-диккит-алунитовые, 3 – диаспор-диккит-алунитовые с серицитом, 4 – серицитовые (а – содержание вторичных минералов более 90%, б – менее 90%); 5 – аргиллизиты кварц-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдисто-монтмориллонитовые; 6 – эпидотовые пропилиты по вулканитам (а), пропилизитизированные и серицитизированные гранодиорит-порфиры (б); 7 – биотит-амфибол ортоклазовые метасоматиты.; 8 – верхний уровень распространения пирита (а) и нижний уровень окисления пирита (б); 9 – кварцевый штокверк; 10 – зона окварцевания с серицитизацией, сульфидизацией и карбонатизацией; 11 – интрузия гранодиорит-порфиров; 12 – аллювиальная залежь лимонитов; 13 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – положение скважин на профилях



По данным Г.П.Шавро район месторождения Гряды Каменистая сложен вулканогенными о- (аюющими верхнемелотые андезиты и их туфы бс- торые перекрываются мощной толщей туфов, ре- ацитов палеоценового возраста.

В районе самой гряды Каменистой, судя по крутым замерам флюидальности, эти породы выполняют крупную жерловину. Необходимо отметить, что из-за сильной гидротермальной переработки первичный состав пород определяется с большим трудом. Поэтому на рис. 11 показаны лишь контуры интрузии гранодиорит-порфиров, хорошо сохранивших первичные структуры.

Породы разбиты многочисленными разломами, образующими радиальный рисунок с центром в районе интрузии гранодиорит-порфиров. Амплитуды перемещения по разломам незначительны.

Залежь вторичных кварцитов в виде полосы шириной 1,5—2 км вытянута в северо-восточном направлении на 7,5 км. Судя по выходам пород на поверхности залежь имеет пластообразную форму и полого (5—10°) согласно с рельефом погружается на восток. Такой структурный план кварцевой залежи подтверждается данными бурения на гряде Каменистой и гипсометрическим положением фациальных границ (см. рис. 11). Так, на северо-западном фланге кварцевой залежи нижняя граница распространения высокоглиноземистых минералов располагается на водоразделах с отметками 320 м, а на востоке залежи она опускается до отметок 200 м. Такое же погружение испытывает подошва залежи. По-видимому, современный рельеф, исключая врезы водотоков первого порядка, в определенной мере наследует первичный вулканический рельеф. Наследуется также и общая гидрогеологическая обстановка. На последнее указывают многочисленные минерализованные источники, располагающиеся вдоль подошвы кварцевой залежи. Разгрузка вод в них сопровождается выделением сероводорода. По данным И.П.Бойко [1965 г.], воды сульфатные с $pH=4-6,5$, содержат повышенные содержания Pb, Cu, Zn, Ag и Sb, температура их на 5°С выше, чем в основных водотоках. В пойме руч. Погорелец происходит интенсивная садка гидроокислов железа, запасы железных руд составляют 349 тыс. т. В рудах повышенные содержания золота, меди, свинца и цинка, установлены выделения самородной меди.

Особо подчеркнем, что залежь вторичных кварцитов и ее фациальные горизонты имеют выдержанное залегание. Подчиняясь общему структурному плану стратифицированных вулканитов кислого состава

Таблица 8. Химический состав пород с месторождения Гряда Каменная по: [Шавро, 1966 г.]

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	64,32	64,99	41,90	74,79	73,28	71,10	72,18	62,31	58,40
TiO ₂	0,67	0,38	0,66	0,46	0,55	0,67	0,44	0,78	0,75
Al ₂ O ₃	16,30	12,91	38,25	16,30	15,48	17,64	14,95	16,29	16,33
Fe ₂ O ₃	2,49	1,04	3,80	2,02	0,70	0,48	1,70	3,34	2,92
FeO	2,00	0,81	0,07	0,47	0,56	0,80	1,35	2,13	4,18
MnO	0,15	0,01	0,00	0,00	0,06	0,03	0,08	0,17	0,23
MgO	1,40	0,17	0,18	0,22	0,16	0,79	0,84	2,57	3,50
CaO	2,70	0,22	0,26	0,17	0,14	0,14	0,26	2,23	2,56
Na ₂ O	2,85	0,30	0,04	0,03	0,06	0,07	0,29	1,81	0,19
K ₂ O	4,44	3,25	0,06	0,04	4,97	5,33	4,61	4,05	4,34
SO ₃	0,00	10,52	0,34	0,13	0,03	0,04	0,15	0,02	0,34
P ₂ O ₅	0,19	0,05	0,10	0,06	0,03	0,03	0,08	0,25	0,43
H ₂ O ⁺	1,85	4,79	13,96	4,80	2,35	2,73	2,41	2,61	3,30
CO ₂	0,33	0,04	0,04	0,20	0,22	0,29	0,27	0,11	0,36
S ^{''}	0,76	0,01	0,19	0,03	0,01	0,00	0,91	1,95	1,50
Сумма	100,45	99,49	99,85	99,72	99,60	100,14	100,49	100,62	100,33

Примечание. 1 – обр.2016к, туф дацита неизменный; 2 – алунитовый кварцит, среднее из 10 анализов; 3 – обр.2452, диккитовый кварцит; 4 – обр. 2453, диаспор-диккитовый кварцит; 5 – обр.20151, серицитовый кварцит; 6 – обр.20015, гидрослюдисто-серицит-кварцевая порода; 7 – серицит-монтмориллонит-кварцевая порода, среднее из 5 анализов; 8 – обр.20011к, эпидот-серицит-хлоритовая порода; 9 – обр.20163, туф дацита эпидотизированный и хлоритизированный.

ва, подошва залежи и внутренние границы без какой-либо трансформации пересекают жерловину и штокообразное тело гранодиорит-порфиоров, сохраняя свое пологое погружение на юго-восток.

Химический состав вторичных кварцитов приведен в табл. 8. Основные минералы вторичных кварцитов – кварц, алунит, диаспор, дик-

кит и серицит — образуют различные парагенезисы, крайне невыдержанные в разрезе и по простиранию. В зависимости от содержания в породах серицита в разрезе выделяются три зоны. Верхнюю зону образуют кварц-диккит-диаспор-алунитовые кварциты, промежуточную слагают те же кварциты, но с заметной примесью серицита и нижнюю — серицитовые кварциты. В серицитовых кварцитах спорадически встречается андалузит. Серицит крупночешуйчатый, мусковитоподобный, с яркими цветами интерференции. Вниз по разрезу серицитовые кварциты постепенно сменяются кварц-гидрослюдистыми, а затем кварц-гидрослюдисто-монтмориллонитовыми аргиллизитами. Кроме перечисленных основных минералов встречаются пиррофиллит, андалузит, зуниит, в протоlochках отмечен корунд. Кровля и прикровлевые фации в массиве вторичных кварцитов Гряда Каменная полностью эродированы. Кварциты пересекаются многочисленными мономинеральными прожилками и жилами (мощность до 15 м) алунита, диккита, диаспора и кварца.

Во вторичных кварцитах и, особенно, в подстилающих их аргиллизитах интенсивно проявлена пиритизация. Содержание пирита в нижней части разреза стабильно около 10 %. Вверх по разрезу размер зерен и количество пирита постепенно снижается, причем почти одновременно с исчезновением серицита (см. рис. 11). В зоне окисления пирит замещается гидроокислами железа. Нижняя граница зоны окисления лишь частично согласуется с современным рельефом. В северо-восточном направлении по простиранию залежи она располагается на отметках 220–250 м, а по падению она погружается почти параллельно верхней границе серицитовых кварцитов.

Аргиллизиты более подвержены выветриванию и обычно перекрыты делювиальными свалами кварцитов, поэтому отсутствие их на восточном фланге залежи, скорее всего, объясняется слабой обнаженностью на этом участке. Аргилизированные породы подстилаются эпидотовыми пропилитами (эпидот, хлорит, альбит, кварц, редко карбонат). Если все ранее перечисленные фации являются полнозаданными метасоматитами, то в эпидотовых пропилитах содержания вторичных минералов не превышают 50–80 %.

В направлении интрузии гранодиорит-порфиров эпидотовые пропилиты сменяются высокотемпературными амфиболовыми пропилитами с наложенной ортоклазизацией (эпидот, актинолит, ортоклаз, альбит, хлорит, биотит, магнетит, реже цеолиты). Эти сложные в минералогическом отношении метасоматиты, характерные для медно-порфирового типа месторождений, развиваются преимущественно по вмещающим

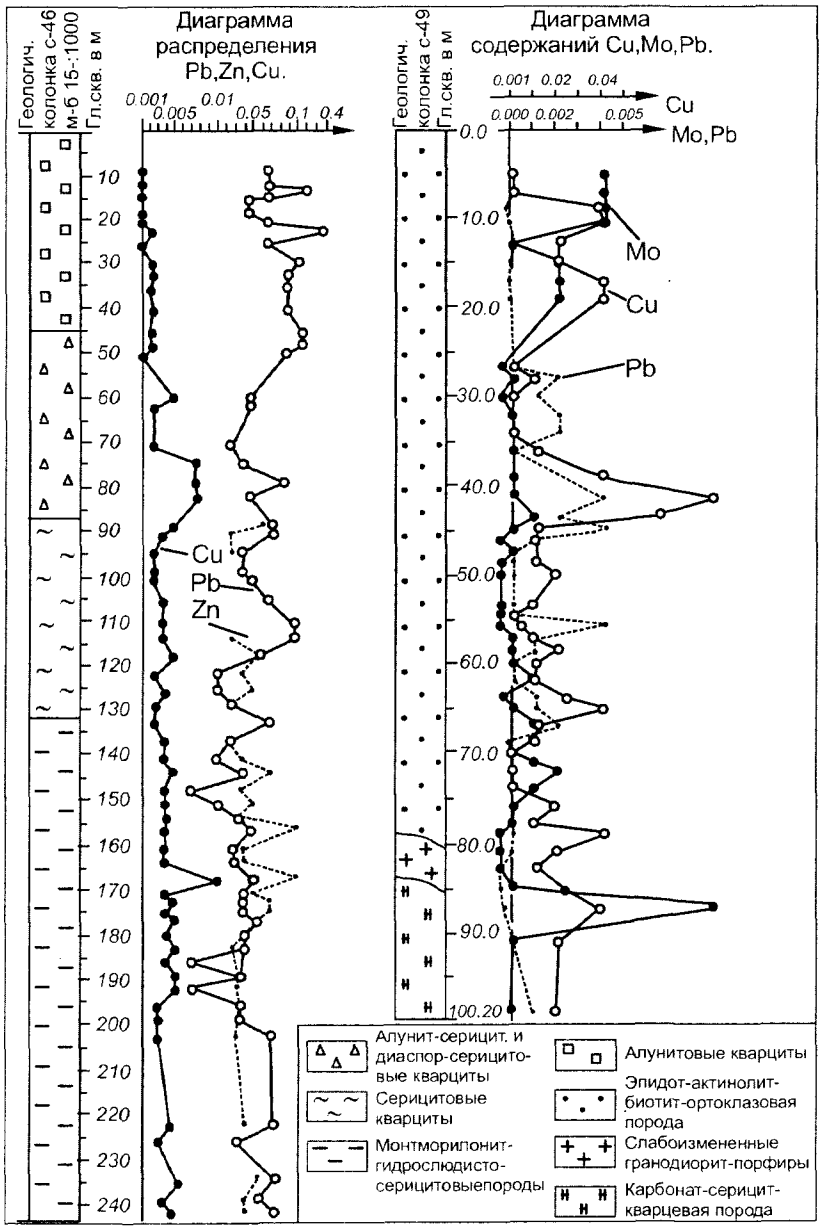


Рис. 12. Диаграммы содержаний Pb, Zn, Cu и Mo по скв. 46 и 49 месторождения Гряда Каменистая [Шавро, 1966]

гранодиорит-порфиры первично ороговикованным вулканическим породам, в меньшей степени по самим гранодиорит-порфирам. Гипсометрически они занимают тот же уровень, что и эпидотовые пропилиты и надстраивают на глубину корневую зону гидротермальной системы. Скважина 49 глубиной 100 м, пробуренная в долине руч. Погорелец, не вышла из этих метасоматитов (рис. 12), в которых отмечаются микропрожилки кварца с халькопиритом и молибденитом. Залегающие выше ортоклазовых метасоматитов вторичные кварциты, развивающиеся по гранодиорит-порфирам, на площади около 300 м² также пронизаны густой сетью разноориентированных прожилков тонкозернистого светло-серого кварца мощностью до 2 см, образующих кварцевый штокверк. Он, по-видимому, маркирует корневую питающую зону гидротермальной системы. В стороны от штокверка на расстоянии 1–1,5 км плотность и мощность прожилков кварца постепенно уменьшаются до полного исчезновения.

По данным Г.П. Шавро [1966 г.], в серицитовых кварцитах и, в особенности, в подстилающих их аргиллизитах повсеместно отмечается вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита, которая развивается как в основной массе пород, так и в барит-серицитовых прожилках. Так, в самой глубокой 46-й скважине содержания Pb в интервале 0–245 м колеблются от 0,01 до 0,2 % (среднее – 0,04 %). С глубиной частота встречаемости повышенных содержаний увеличивается. Цинк в близповерхностном горизонте (до 70–130 м) не встречается, а на глубине его содержания близки к содержаниям свинца. Содержания меди также плавно растут вниз по разрезу (см. рис. 12). Описанная свинцово-цинковая минерализация, по мнению Г.П. Шавро, является эндогенным ореолом рассеивания крупных залежей свинцово-цинковых руд на глубине.

К северу от гряды Каменистой с изменением минералогического состава метасоматитов резко меняется их геохимический профиль. Здесь, примерно в контуре интрузии гранит-порфиров, установлен металлометрический ореол Pb и Mo с содержаниями 0,005–0,01 %. В южной части интрузива в канаве 306 в интервале 212–375 м в серицитовых кварцитах установлено 4 зоны общей шириной 54 м с содержанием молибдена 0,01–0,08 %, в интервале 375–475 м установлено 12 зон общей шириной 35 м с содержаниями Mo 0,01–0,03 %, редко 0,1 %. На западе интрузива в его эндо- и экзоконтакте в пунктирных канавах содержания молибдена составили 0,01–0,03 %, Cu – 0,01–0,05 %. Повышенные содержания Cu и Mo до 0,08 % установлены в скважине 49 (см. рис. 12).

В заключение отметим, что район верхнего течения руч. Погорелец и его левый борт по особенностям гидротермально измененных пород и

рудной минерализации характеризуются обстановкой, типичной для слабоэродированных медно-молибден-порфириновых месторождений.

Изотопный состав диккита из диккит-диаспоровых кварцитов, приведен в табл. 7. Рассчитанный изотопный состав равновесных с диккитом гидротерм располагается несколько левее линии метеорных вод (см. рис. 10). Такой разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , вероятно, связан вариациями отношения вода/порода, которое было различно в отдельных частях системы (или в различных системах). Для месторождения Гряда Каменистая отношение вода/порода равен 6. Опыт изучения современных гидротермальных систем в областях активного вулканизма показывает, что такие отношения встречаются только в наиболее развитых гидротермальных системах [Таран и др., 1987].

Флюидные включения изучены в гидротермалитах месторождения по двум скважинам. Скважина 46 пересекает залежь алунитовых вторичных кварцитов и подстилающие их аргиллизированные породы. В интервале 0–44 м кварц тонкозернистый и лишен флюидных включений (обр. 2396, 2398, 2404). На отметке 81,1 м (обр. 2413) в кварце алунитовых кварцитов встречаются вторичные и первично-вторичные сингенетичные газовые и газовой-жидкие включения с температурой гомогенизации 280–310°C. Им сопутствуют кристаллофлюидные включения, количество которых с глубиной увеличивается. В интервале 113–200 м кварциты сменяются монтмориллонит-серицитовыми метасоматитами. Скважина 49, надстраиваемая гидротермальную колонну на глубину, до отметки 73,7 м, пересекает слабооруденелые амфибол-хлорит-ортоклазовые метасоматиты (обр. 2595, 2597, 2604), испытавшие сильное влияние кварцевого рудоносного штокверка. В кварце этих пород, как в порфиробластах матрицы, так и в прожилках штокверка отмечаются обильные газовые, газовой-жидкие ($T_{\text{гом}}=365\text{--}395^\circ\text{C}$) и кристаллофлюидные ($T_{\text{гом}}=350\text{--}395^\circ\text{C}$) первичные и первично-вторичные включения. Примечательно, что максимальные $T_{\text{гом}}$ кристаллофлюидных включений с глубиной возрастают с 360°C (кварцевые прожилки в надрудных серицит-диаспоровых вторичных кварцитах, обр. 1226, 1226-2) до 395°C (в ортоклазовых метасоматитах обр. 2595, 2597, 2604). В кварце рудоносного метасоматита обр. 2609 с глубины 88 м, не несущего видимых признаков влияния штокверка, присутствуют вторичные и первично-вторичные газовые и газовой-жидкие включения с $T_{\text{гом}}=220\text{--}355^\circ\text{C}$. Эти температуры также выше, чем температуры гомогенизации газовой-жидких включений в расположенных выше по разрезу алунитовых вторичных кварцитах (280–310°C).

3.3. Месторождение Маго

Вторичные кварциты месторождения Маго (Нижний Амур) пространственно сопряжены с Гырминской интрузией гранитов. Кварцитизации здесь подвергнут пестрый набор пород, включающий вулканические, интрузивные и осадочные образования. Структура массива не расшифрована. В береговых обрывах Амурской протоки на расстоянии 3 км обнаружены серицитовые, алунитовые, диаспоровые и каолинитовые кварциты. Серицит крупночешуйчатый, с высокими цветами интерференции. В наложенных на вторичные кварциты зонах дробления и сульфидизации Л.А.Сахьяновым [1959 г.] обнаружена молибден-полиметаллическая с золотом минерализация. Содержания Мо в отдельных штуфах достигают 0,6 %, в 72 пробах обнаружено золото с содержаниями от 0,3 до 1,1 г/т, среднее 0,7 г/т.

Методами термобарогеохимии изучены образцы серицитовых (до мусковита) вторичных кварцитов 1073/1, 5, 9, 11, 12, 14, в одном случае (обр. 1073/1) с диаспоровым и андалузитом. По предварительным данным о структуре месторождения образцы от 1073/1 до 1073/14 взяты сверху вниз по разрезу толщи кварцитов. Для всех них характерно присутствие в кварце первичных низкоплотных газовых включений, в которых появление новых фаз не происходит до 190°C. Лишь в обр. 1073/9 охлаждение приводит к кристаллизации твердой фазы, плавящейся при -59°C (CO₂ с примесью низкокипящих газов типа CO, CH₄, N₂). Первичные и вторичные газовой-жидкие включения присутствуют во всех образцах. Их наполнение крайне нестабильное, что свидетельствует в пользу вскипания растворов. Замеренные температуры гомогенизации варьируют от 190 до 350°C. Отмечены также жидкие однофазовые и расшнурованные включения, в газовой фазе включений из обр. 1073/13 диагностирована углекислота. Концентрации растворов не закономерно изменяются от практически пресноводных до 22 % CaCl₂ экв. (обр. 1073/12). Судя по температурам эвтектики (-29, -52÷-55, -4), в гидротермальных растворах преобладали хлориды магния, кальция и натрия, редко – сульфаты и карбонаты. Кристаллофлюидные включения встречены в обр. 1073/5 и 1073/14, они гомогенизируются при 370°C.

3.4. Искинское алунитовое месторождение

Искинское алунитовое месторождение расположено в верхнем течении р.Иски (левый приток р. Амур), 26 км севернее пос. Маго. По данным А.К.Иванищенко [1968 г.], во вторичных кварцитах Искинского месторождения широко представлены алунитовая, диккитовая и серицитовая фа-

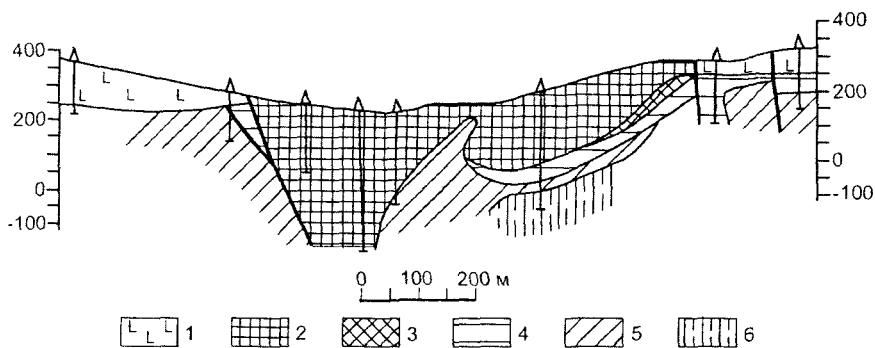


Рис. 13. Разрез Искинского алунитового месторождения по [Иванищенко, 1968 г.].

1 – базальты кузнецовской свиты; 2–5 – вторичные кварциты: 2 – алунитовые, 3 – алунит-серицитовые, 4 – диккитовые, 5 – серицитовые; 6 – пропилиты

ции. Диаспор присутствует лишь в виде гнезд и жил, секущих вторичные кварциты. Редко отмечаются андалузит, зунит, галлуазит и самородная сера. Залежь вторичных кварцитов имеет пластовую форму с воронкообразным углублением. Максимальная вскрытая мощность 362 м (рис. 13). Верхнюю часть залежи образуют алунитовые и каолиновые кварциты, которые через промежуточную алунит-каолиновую с серицитом зону сменяются серицитовыми кварцитами. Вторичные кварциты подстилаются щелочными метасоматитами и аргиллизитами, среди которых выделяются следующие: 1) серицит-гидрослюдисто-кварцевые, 2) адуляр-гидрослюдисто-кварцевые, 3) адуляр-карбонат-серицит-кварцевые и 4) монтмориллонит-карбонат-гидрослюдисто-кварцевые. Внешнее обрамление вторичных кварцитов и аргиллизитов образуют пропилитизированные породы с хлоритом, карбонатом и эпидотом.

В серицитовых и гидрослюдистых метасоматитах содержание пирита достигает 10%, часто присутствует галенит. Спектральным анализом в этих породах установлено содержание Pb от 0,001 до 0,1 %, Cu от 0,0005 до 0,05 %, Zn от 0,03 до 0,1 %, а также повышенные содержания Ba, Mo, Ag, Bi, Sb, W. В скважине 56 (рис. 14), пробуренной в серицитовых кварцитах, в интервале 24,3–53,4 м и 107,3–130,1 м содержание Pb превышает 0,3 % (в среднем 0,5 %). Все пробы содержат Zn от 0,01 до 1,0 %. Методом естественного поля на глубине обнаружены две аномалии интенсивностью до 500 ма. Это позволяет предполагать наличие на глубине, наряду с рассеянной полиметаллической минерализацией, крупных залежей с промышленными концентрациями полиметаллов.



Рис. 14. Диаграмма содержаний Pb и Zn на Искинском месторождении, скв. 56

3.5. Бринеровский массив

Бринеровский массив расположен на побережье Японского моря к югу от Рудной Пристани, в пределах Сихотэ-Алинской вулcano-плутонической системы. Район месторождения сложен сенон-датскими туфами риолитов, прорванными диоритами, гранодиоритами и турмалин-содержащими гранофирами Берегового плутона. Гранодиориты основной фазы образуют плитообразное тело, полого погружающееся в западных и северо-западных румбах. По данным изотопных исследований их возраст составляет 88–66 млн лет [Петраченко, 1974].

Вторичные кварциты образовались главным образом по гранодиоритам и, фрагментарно, по риолитовым туфам. Поле вторичных кварцитов вытянуто вдоль побережья на 2,5 км при ширине выходов до 800 м. В центральной части поля в связи с наличием там серной минерализации, ранее были проведены поисковые работы с применением бурения. Минералогия месторождения детально изучалась Р.И. Петраченко [1974]. Нами проведено изучение и картирование гидротермально измененных пород в прибрежной зоне и в бассейне руч. Серный (рис. 15).

Вторичные кварциты Бринеровского массива образуют пологую залежь, максимальная мощность которой по данным бурения составляет 200 м. Подошва залежи на всем ее протяжении прекрасно обнажена в береговых скальных обрывах. Она имеет субгоризонтальное залегание с незначительным наклоном на юг. В основании залежи гранодиориты на 20–50 м вниз осветлены за счет развития в них серицита, хлорита и карбонатов, и сильно пиритизированы. Вверх слабопропитанные породы в интервале первых метров сменяются биминеральными серицитовыми кварцитами. Серицит крупночешуйчатый мусковитоподобный, содержание его до 60%. Вверх по разрезу серицит постепенно вытесняется бесцветным, реже голубоватым турмалином и пиррофиллитом. Турмалин наряду с игольчатыми кристаллами образует слабо интерферирующие бесструктурные агрегатные псевдоморфозы по полевошпатовой части гранодиоритов. По данным химического и рентгено-структурного анализов он определен как дравит [Петраченко, 1974]. Наиболее сложное строение залежь кварцитов имеет в ее осевой части (район руч. Серный). Здесь ее подошва испытывает локальное воронкообразное погружение, к которому приурочено тело диаспоровых вторичных кварцитов с рассеянной серной минерализацией (до 8%, в штуфах до 30%), вложенное в турмалиновые кварциты (см. рис. 15). По данным Р.И. Петраченко [1974], серная с реальгаром и аурипигментом минерализация наложена на вторичные кварциты. Последние здесь пересекаются моно-

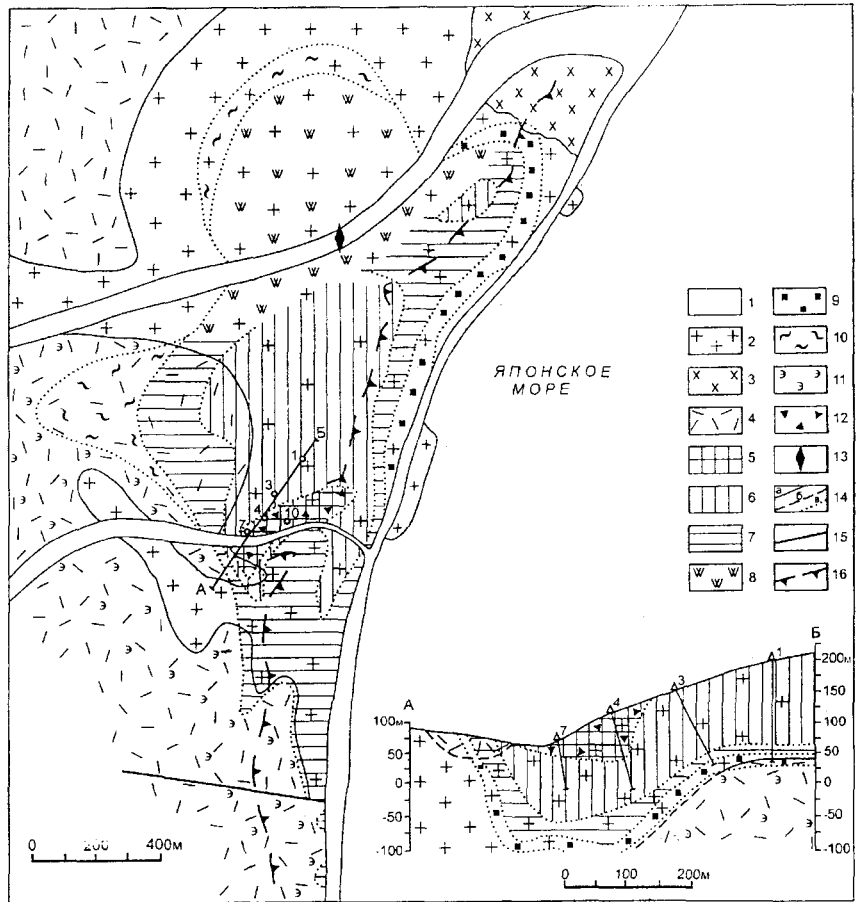


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Бринеровского массива вторичных кварцитов, составлена с использованием материалов Р.И.Петраченко [1974].

1 – современные рыхлые отложения; 2 – гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 3 – мелкозернистые диориты и кварцевые диориты; 4 – туфы риолитов; 5–8 – фации вторичных кварцитов: 5 – диаспоровая; 6 – турмалиновая; 7 – серицитовая; 8 – нерасчлененные кварциты; 9 – зона пиритизированных и слабо проилитизированных пород; 10 – серицитизация; 11 – эпидотовые проилиты по риолитам; 12 – серная минерализация; 13 – выходы зунитовых кварцитов; 14 – геологические границы установленные (а), предполагаемые (б) и фаций гидротермально измененных пород (в); 15 – разломы; 16 – верхняя кромка берегового скального обрыва

минеральными прожилками крупночешуйчатого (до 1,5 см) флогопита. В русле руч. Серный нами также обнаружен антимонит, содержание сурьмы в штуфах достигает 3%. В диаспоровых кварцитах наряду с диаспором и кварцем присутствуют диккит, пирофиллит, серицит, реже андалузит. На севере массива имеются выходы зунитовых кварцитов.

Таблица 9. Средние химические составы гидротермально измененных пород Бринеровского массива по: [Петраченко, 1974]

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64,98	60,74	72,54	71,98	66,12	73,22	62,39	21,10
TiO ₂	0,56	0,32	0,41	0,54	0,58	0,73	1,40	2,70
Al ₂ O ₃	15,48	18,09	15,59	19,73	19,09	16,48	22,54	35,37
Fe ₂ O ₃	2,32	1,81	2,39	0,90	2,25	0,87	4,23	14,45
FeO	2,85	0,27	0,45	0,00	0,56	0,83	0,56	0,50
MnO	0,09	0,02	0,001	0,00	0,00	0,01	0,00	сл.
MgO	2,32	3,56	1,74	0,00	0,74	0,58	0,00	0,13
CaO	4,08	2,26	0,24	0,00	0,42	0,59	0,07	0,37
Na ₂ O	3,00	2,10	0,35	0,39	0,09	0,14	0,13	0,11
K ₂ O	3,15	2,00	2,92	3,38	0,10	0,14	0,21	0,11
B ₂ O ₃	—	н.о.	0,70	н.о.	—	—	—	—
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	—	—	н.о.	н.о.	н.о.	1,11
H ₂ O ⁻	—	0,73	0,11	0,00	0,00	н.о.	0,45	0,69
H ₂ O ⁺	0,26	н.о.	н.о.	н.о.	—	—	—	—
S общ.	—	—	—	—	—	—	—	6,23
п.п.п.	0,16	4,06	2,83	4,00	10,91	4,75	8,04	17,18
Сумма	100,25	95,96	100,27	100,21	100,86	100,22	100,02	100,05

Примечание. 1 — гранодиориты неизменные, среднее из 4 анализов; 2 — пропилитизированные гранодиориты (хлорит-карбонат-серицитовая фация), среднее из 2 анализов; 3 — серицит-турмалиновые кварциты по гранодиоритам, среднее из 4 анализов; 4 — грейзеноподобная мусковит-кварцевая порода; 5 — пирофиллит-диккитовый кварцит; 6 — диаспор-пирофиллит-диккитовые кварциты, среднее из 4 анализов; 7–8 — диаспор-пирофиллитовые породы (8 — с самородной серой).

Таблица 10. Содержание щелочей (вес. %) в гидротермально измененных породах осевой зоны Бринеровского массива по: [Петраченко, 1974]

Глубина, м	K ₂ O	Na ₂ O
10	0,07	0,10
25	0,05	0,08
31	0,05	0,10
53	0,20	0,10
69	0,33	0,11
81	2,59	0,15
101	1,76	0,21
111	2,70	0,46
115	3,16	0,38
125	3,66	0,25
130	2,30	0,40
167	1,91	0,64
173	3,07	0,23
176	3,43	0,21
212	1,56	0,69

В их состав входят кварц, зунит, пирофиллит, диксит, в небольших количествах топаз, энаргит и пирит [Петраченко, 1974].

Характерная особенность Бринеровского массива состоит в отсутствии алунитовой фации (имеются лишь редкие находки этого минерала [Петраченко, 1974]) и в широком распространении турмалиновых кварцитов. Таким образом, борная специализация Дальнегорского рудного района проявилась и в составе вторичных кварцитов.

Вертикальная минералогическая зональность, проявляющаяся в увеличении с глубиной количества серицита, наглядно видна в химическом составе пород (табл. 9,10).

Для термобарогеохимических исследований взяты образцы серицитовых (1105/4, 1106/1, 1106/7, 1112, 1117, 1122/5, 1122/6, 1123/4) иногда с турмалином (1117/1, 1122/1) вторичных кварцитов. Для всех их характерны первичные и первично-вторичные газовые включения, в которых новые фазы не появляются до температур -190°C . В боль-

шинстве образцов (кроме обр. 1105/4 и 1112) им сопутствуют кристаллофлюидные включения с температурами гомогенизации 360–470°C. В одном случае по температуре эвтектики -56÷-57°C определен их состав ($\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$), а по температуре окончания плавления фазы льда -52°C – концентрация раствора (более 30% CaCl_2 экв.). Газово-жидкие включения обильны во всех образцах кроме 1117 и 1117/1, как правило, они вторичные и образовались позже газовых и кристаллофлюидных. Судя по замерам температур эвтектики (-7÷-8, -21, -24; -22, -33÷-32, -33÷-34, -37÷-40, -39, -43÷-44, 48, -56÷-57, -58°C), в состав наполняющих их растворов входят хлориды K, Na, Ca и Mg. Температуры плавления фазы льда в большинстве случаев составляют -1÷-4,5°C, им соответствуют концентрации растворов от 1,5 до 7,2 % NaCl экв. Однако отмечены и низкие температуры оттаивания (-12, -16,5, -27,5, -43°C), которым соответствуют концентрации от 16 % NaCl экв. до ~27 % CaCl_2 экв.

Одним из важных критериев отличия сольфатарных вторичных кварцитов от контактовых считалось присутствие в первых самородной серы [Власов, 1964; Метасоматизм ... , 1998]. Данные по Бринеровскому массиву противоречат такому утверждению. С одной стороны, высокие температуры образования, широкое распространение турмалина и крупночешуйчатого мусковитоподобного серицита указывают на принадлежность вторичных кварцитов Бринеровского массива к контактовому (грейзеновому по Г.М. Власову) типу. С другой стороны, в пределах массива располагается типичное серное месторождение. Ошибочны также представления о том, что серные кварциты – исключительная принадлежность областей современного вулканизма. В Сихотэ-Алинской системе, кроме Бринеровского массива, серно-алунитовые кварциты (содержание серы до 20 %) известны на алунитовом месторождении Круглый Камень (9 км южнее мыса Джаоре [Бакулин и др., 2001]). Вкрапленность самородной серы установлена нами в массиве вторичных кварцитов Саласу (Шелеховско-Саласинская зона) и в кварцитах центральной части Ульинского прогиба.

3.6. Участок Майский

Участок Майский расположен вблизи побережья Японского моря, в 5 км на запад от бух. Евстафия. Кварциты здесь изучены только с поверхности на площади 1,3 км², рудная минерализация в них не установлена, интерес к этому проявлению связан, главным образом, со своеобразием их минерального состава.

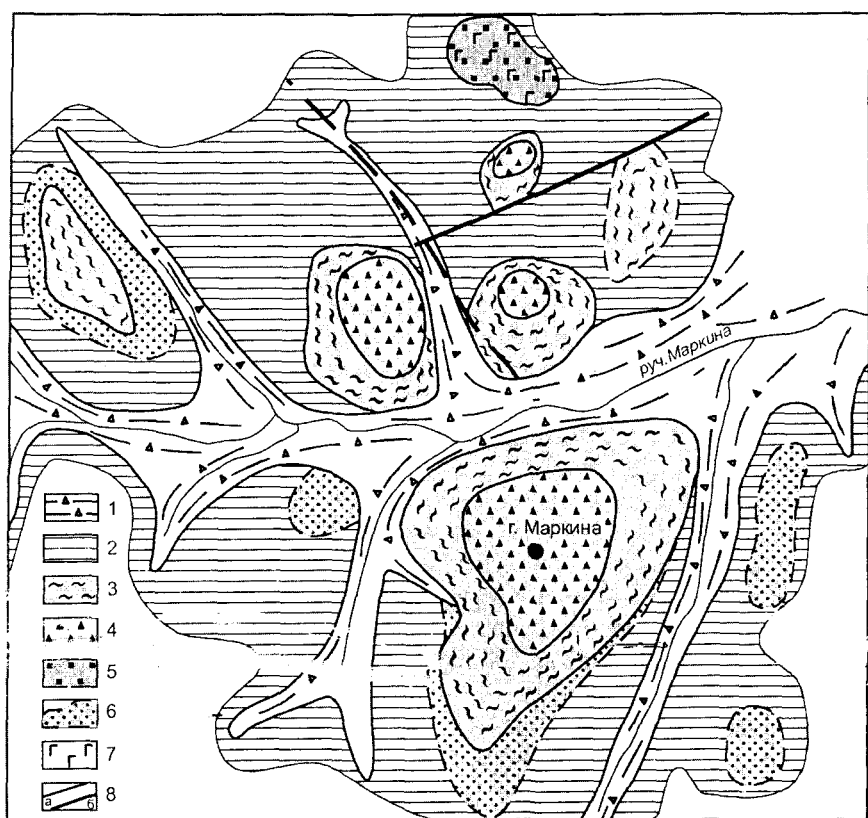


Рис. 16. Схематическая карта гидротермально измененных пород участка Майский.

1 – аллювиальные отложения; 2 – вулканические породы (свежие); 3–5 – вторичные кварциты: 3 – серицитовые; 4 – алуни-диаспор-серицит-андалузитовые; 5 – диаспор-андалузитовые с корундом; 6 – серицитизированные и пропилитизированные породы; 7 – гематитизация; 8 – геологические границы (а) и разломы (б)

Район сложен туфами и игнимбритами риолитов с отдельными потоками дацитов и маломощными горизонтами тонких слоистых пепловых туфов, отнесенных к кисинской свите верхнемелового возраста [Петраченко, 1974]. В 4 км на северо-восток от участка игнимбриты прорваны гранитоидами Естафиевского плутона, его кровля погружается на запад под углом $7-10^\circ$.

Выходы вторичных кварцитов расположены по обоим бортам руч. Маркина (рис. 16). Судя по форме выходов на поверхности, кварциты ранее слагали довольно крупное воронкообразное тело площадью не менее 6 км². В современном срезе от этой залежи сохранились маломощные (не более 80 м) фрагменты, сложенные приподошвенными фациями. Подтверждением тому, что ранее кварциты занимали значительно большую площадь, являются многочисленные изолированные выходы пропилитизированных и серицитизированных пород по обоим бортам ручья исключительно на гребнях увалов. Описанная Р.И. Петраченко горизонтальная зональность вторичных кварцитов в действительности представляет собой форму проявления вертикальной зональности. Нижнюю часть разреза образуют серицитовые вторичные кварциты, состоящие из кварца и серицита с примесью пирита и редкими зернами андалузита. Верхнюю, примерно равную по мощности часть разреза образуют андалузитовые, диаспоровые и алунитовые кварциты с примесью серицита, реже корунда, пирофиллита и топаза. Все перечисленные минералы встречаются в различных соотношениях по всему объему залежи. Помимо кварца максимальным распространением пользуется андалузит (до 40 %), затем следует диаспор. Андалузит наблюдается в виде порфириобластов призматического габитуса размером до 1 мм и мелких зерен ячменного облика. Детально минералогия вторичных кварцитов участка описана Р.И. Петраченко [1974]. Отметим лишь, что до гипсометрических отметок 200 м породы пиритизированы, а далее вверх по водоразделу отмечается гематитизация, иногда очень сильная (до 10–15 % гематита). Гематит тонко импрегнирует основную массу кварцитов, а также образует крупные (до 1 см) пластинчатые кристаллы. Серицитовая приподошвенная фация также постепенно выклинивается на высоких отметках. Вмещающие кварциты породы подвержены серицитизации и среднетемпературной пропилитизации с эпидотом и альбитом, Р.И. Петраченко отмечает также биотитизацию. На северном борту руч. Маркина на отметках 300 м переход от вторичных кварцитов к неизменным породам постепенный. Андалузит и диаспор образуют отдельные выделения или полные псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза, а основная масса при этом остается не затронутой вторичными изменениями.

3.7. Вторичные кварциты серных месторождений современных вулканических областей

С сольфатарными вторичными кварцитами связаны серные месторождения, поэтому многие массивы оказались хорошо изученными. Прекрасная сводка по серным месторождениям содержится в моногра-

фии под редакцией Г.М.Власова [Вулканические ..., 1971]. Собранные в ней материалы положены в основу этого раздела.

Большинство вулканогенных серных месторождений расположено в пределах Тихоокеанского вулканического пояса, преимущественно в его внутренних вулканических дугах. Возраст большей части месторождений позднеогеновый. Среди серных месторождений выделяются поверхностные фумарольные, кратерно-озерные и метасоматические. Только последние сопровождаются мощными ореолами измененных пород, сопоставимых по условиям залегания и минеральному составу с вторичными кварцитами древних вулканических областей.

Главные особенности сольфатарных вторичных кварцитов метасоматического типа сводятся к следующему. Вторичные кварциты и связанная с ними серная минерализация залегают на глубине под покровом экранирующих пород. В метасоматитах прослеживается четкий литологический контроль, и поэтому месторождения нередко обнаруживают многоэтажное строение. В кровле и в межформационных перегородках залегают или тонкослоистые туфы, или плотные лавы. Преобладающая форма залежей — пластовая, иногда с карманами, быстро выклинивающимися на глубину, реже кварциты слагают линейные крутозалегающие тела. При нахождении на рудоносной площади субвулканических интрузий и экструзий морфология залежей усложняется.

Преобладающий тип метасоматической зональности сольфатарных кварцитов включает следующее (сверху вниз): 1 — монокварциты и серные кварциты, 2 — алунитовые кварциты, 3 — каолиновые кварциты. Залежи кварцитов подстилаются гидрослюдисто-монтмориллонитовыми метасоматитами, часто содержащими адуляр и альбит. Гидрослюдизация более распространена в центральной части массивов, а монтмориллонитизация — на флангах. Вмещающими для вторичных кварцитов и аргиллизитов являются пропилизированные породы цеолитовой и хлорит-карбонатной фаций. Иногда отмечается более продвинутая зональность вторичных кварцитов. В этом отношении показательно месторождение р. Половинная, расположенное в Центрально-Камчатском районе. Здесь, на правом берегу р. Половинная, из-под плиоценовых базальтов на расстоянии около 10 км в полосе шириной до 2 км на одном стратиграфическом и гипсометрическом уровне обнажена цепочка массивов вторичных кварцитов, сливающихся на востоке в единую протяженную залежь. На восточном фланге залежи породы имеют стандартную для серных месторождений вертикальную зональность (рис. 17), но на ее западном фланге наряду с каолиновыми и алуниновыми кварцитами широко распространены их диаспо-

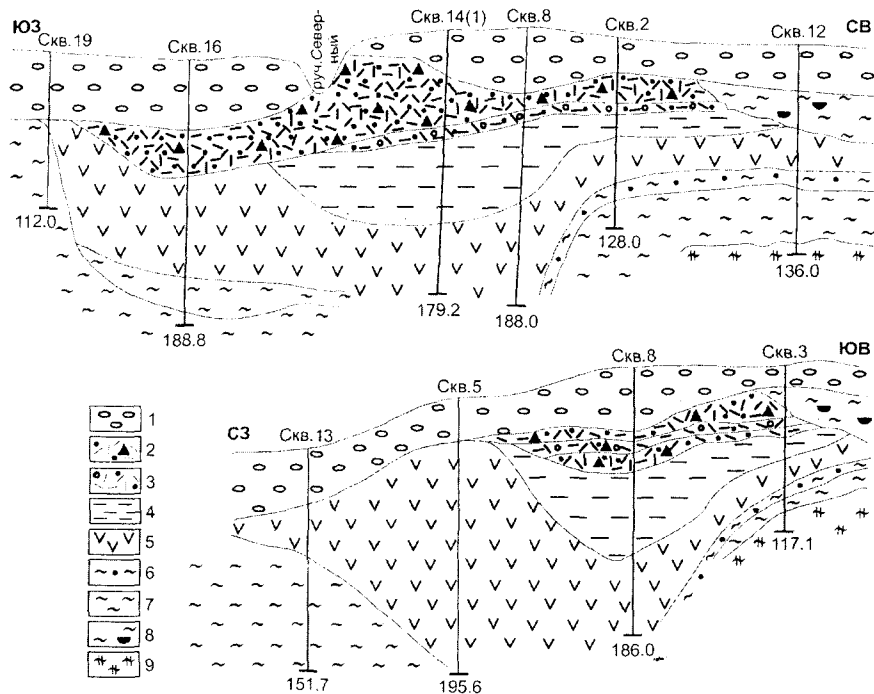


Рис. 17. Геологические разрезы участка Серного, р. Половинная, Центральная Камчатка по [Пеграченко, 1967; Вулканогенные ..., 1971].

1 – ледниковые отложения; 2 – серно-алунитовые кварциты; 3 – алунитовые кварциты с диаспором; 4 – каолинизированные породы; 5 – гидростлюстистые породы с монтмориллонитом; 6 – хлорит-карбонатные пропилиты с цеолитами; 7 – хлорит-карбонатные пропилиты без цеолитов; 8 – карбонат-цеолитовые породы с гематитом; 9 – эпидот-хлоритовые пропилиты

ровые и пирофиллитовые разности. В этой части месторождения отмечены небольшие тела гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, зафиксирован более высокотемпературный характер площадных пропилитовых изменений (эпидотовая фация). Здесь эпидотовые, иногда с актинолитом, пропилиты выходят на поверхность, а на восточном фланге эпидотовые разности появляются лишь в отдельных скважинах с глубины 110–130 м, основной же фон образуют хлорит-карбонатные, переходящие вверх по разрезу в хлорит-карбонатные с цеолитами метасоматически измененные породы.

Спутниками серы в сольфатарных кварцитах являются ртуть, мышьяк, сурьма. Повышенные их концентрации обычно тяготеют к подошве кварцитовых залежей. Концентрация ртути в отдельных месторождениях достигает промышленных значений. С глубиной в метасоматически измененных породах увеличиваются содержания Ag, Au, Pb, Zn, Cu. Концентрации рудных элементов возрастают с увеличением мощности кровли.

Сольфатарные вторичные кварциты изучались на предмет обнаружения в них залежей серы, поэтому нижняя часть разреза гидротермально измененных пород оказалась изученной очень слабо. Г.М. Власов полагает (устное сообщение), что под некоторыми залежами таких вторичных кварцитов можно ожидать золото-серебряную минерализацию. На глубоких горизонтах отдельных массивов сольфатарных вторичных кварцитов (Малетойваямское, Алнейское, Октябрьское, Вамтуваямское) обнаружены промышленные содержания сульфосолевой медной минерализации, характерной для месторождений медно-порфирового типа [Стефанов, Широкий, 1980].

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С РУДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

4.1. Гидротермально измененные породы и вторичные кварциты золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового типа

В основу этого раздела положены результаты площадного картирования гидротермалитов, проведенных Л.Ф.Мишиным в разные годы на месторождениях Прогнозный (Нижне-Бурейское поле, юг Буреинского массива), Ядра и Красивый (Ульинский прогиб), Валунистое (Чукотка), Мутновское (Камчатка), Белая Гора и Бухтянское на Нижнем Амуре, а также опубликованные данные по другим слабоэродированным золото-серебряным месторождениям адуляр-серицитового типа [Еремин, 1974; Найборodin, Сидоров, 1973; Пляшкевич, 1974; Русинов, 1989; Сидоров, 1966 и др.].

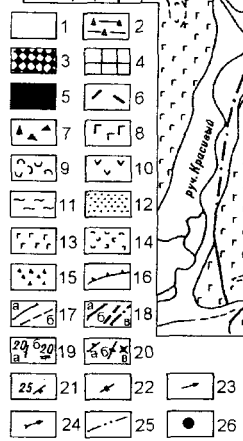
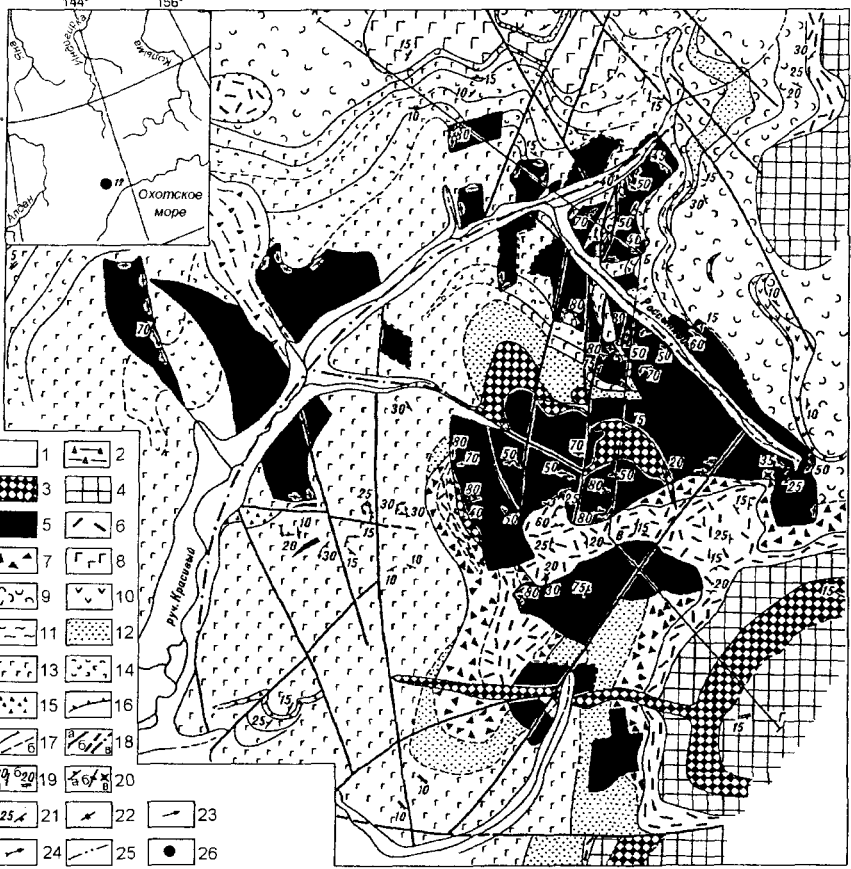
4.1.1. Месторождение купола Красивый

Купол Красивый и локализованное в нем одноименное месторождение расположены в центральной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Детальное картирование и площадное изучение гидротермалитов на месторождении и в его обрамлении показало, что в структурном отношении этот район является своеобразным эталоном тектоно-субинтрузивного купола скомпенсированного типа [Мишин, 1994].

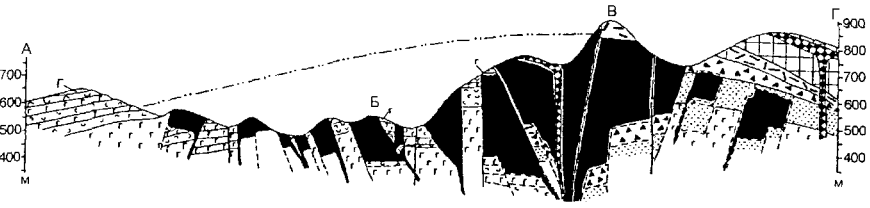
Купол руч. Красивый имеет диаметр 8 км. Он сложен мощной (>800 м) толщей переслаивающихся афировых субщелочных базальтов с туфами, реже с лавами трахидацитового состава, отдельными потоками плагиофировых андезитов-базальтов и с редкими горизонтами туфогенно-осадочных пород. В.В.Громовым и др. [1980 г.] эти отложения выделены в составе амкинской свиты (сенон) ульинской серии. Нами эти породы условно разделены на четыре толщи (рис. 18). [Мишин и др., 1998]. Среди туфов резко преобладают коигнимбритовые разности. Они образуют выдержанные по простиранию плащевые горизонты. Для них характерны отсутствие слоистости, выдержанная мощность (10–50 м) и

144° 156°

64°



0 200 400 600 м



существенно пепловый витрокластический состав с примесью (1–5 %) кристаллокластов олигоклаза, биотита и редких литокластов. Базальты также слагают выдержанные по мощности плащевые потоки и покровы, простирающиеся вместе с коигнимбритовыми туфами далеко за пределы купола. Судя по ориентировке асимметричных эллипсоидальных миндалинов истечение базальтов происходило из субширотных трещин, протягивающихся через центральную часть купола.

На фоне базальтов и коигнимбритовых туфов аномально выделяются отложения третьей толщи. Они распространены локально в центре купола, их максимальная мощность достигает 250 м. От сходных по химическому составу коигнимбритовых туфов эти образования отличают фациальная пестрота туфов и значительное распространение лав.

В Ульяновском прогибе, как и в других окраинно-континентальных вулканических поясах, наблюдается наложение двух структурных планов. Первичный, связанный с формированием вулканов, вулканотектонических депрессий и поднятий, и вторичный, обусловленный возникновением краевой моноклинали, носящей региональный характер [Мишин, 1986]. Вследствие этого все первичные структуры имеют в современном виде асимметричное строение: купольные структуры – более крутое юго-восточное крыло, а в депрессиях, наоборот, круче северо-западный борт. Не составляет исключения и купол Красивый. На его северо-западном крыле породы имеют пологое ($5-10^\circ$), а на юго-восточном – крутое ($15-30^\circ$) переклиналиное залегание. Переклиналиность залегания подчеркивается также кольцевым расположением выходов толщ с омоложением от центра к периферии.

Рис. 18. Геологическая карта купола Красивый.

1–2 – современные аллювиальные (1) и оползневые (2) отложения; 3 – дайки и силлы трахибазальтов хакаринского комплекса (K_2), 4–15 – амкинская серия (K_2): 4 – толща (IV) коигнимбритовых туфов трахидацитов с прослоями литокластических туфов смешанного состава, 5 – субвулканические трахидациты, 6–7 – толща (III): 6 – трахидациты пористые и пемзовидные, 7 – разнотерные туфы трахидацитов; 8–12 толща (II): 8 – афировые базальты, 9 – коигнимбритовые туфы трахидацитов, 10 – плагиофировые андезито-базальты, 11 – пепловые слоистые туфы, 12 – слоистые туфы трахидацитов с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 13–15 толща (I): 13 – афировые базальты, 14 – коигнимбритовые туфы трахидацитов, 15 – разнотерные туфы кислого состава; 16 – экструзивные фации; 17 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – разломы установленные (а), предполагаемые (б) и предполагаемые под рыхлыми отложениями (в); 19–24 – элементы залегания: 19 – слоистости замеренные (а) и отдешифрированные (б), 20 – флюидальности (а – наклонные, б – вертикальные, в – горизонтальные), 21 – наклонное залегание плитчатости, перпендикулярной столбчатой отдельности, 22 – простирание контактов, отпрепарированных на местности, 23 – линейность, 24 – направление течения магмы; 25 – предполагаемое положение регионального уровня кровли субинтрузивов трахидацитов; 26 – месторождение Красивый

Субвулканические породы занимают значительную часть купола и представлены многочисленными субинтрузивами трахидацитов, которые по химическому составу и составу вкрапленников не отличаются от трахидацитов третьей толщи, а также отдельными sillами трахибазальтов хакаринской серии. Субинтрузивы трахидацитов сосредоточены в центральной части купола, образуя ареал диаметром 6 км. В центре ареала концентрируются более объемные тела. Они разделены узкими вертикальными перегородками. К периферии купола размеры субинтрузивов уменьшаются, а межинтрузивные пространства увеличиваются. Такой центробежный характер распределения размеров и плотности субинтрузивных тел подчеркивает связь субинтрузивного магматизма с тектоническим короблением.

Контакты субинтрузивов на местности отпрепарированы резкими уступами и рвами и поэтому легко картируются. Эти данные, в совокупности с большим количеством замеров плоскостных и линейных структур течения и результатами бурения, позволяют уверенно реконструировать морфологию субинтрузивов на глубину.

Субинтрузивы имеют блоковую форму с субвертикальными боковыми контактами и субгоризонтальными кровлей и подошвой. Отдельные тела круто наклонены и уплощены. Флюидалность и контакты в них параллельны и выдержаны по падению и по простиранию. В наклонных телах пластово-блоковой формы линейность ориентирована обычно по падению или под небольшим углом к линиям падения. В торцовых вертикальных ограничениях таких наклоненных блоков она сохраняет угол наклона и поэтому резко отклоняется от линии падения, что свидетельствует о линейном характере подводящих каналов и параллельности их расположения относительно удлинения тел.

Гипсометрическое положение кровли находящихся рядом субинтрузивов обычно разное, но, несмотря на перепад высот, достаточно отчетливо просматривается общий региональный уровень кровли субинтрузивов, который в значительной мере подчиняется общей структуре купола Красивый (от центра к периферии отмечается понижение гипсометрии кровли). На северном фланге купола такой наклон составляет примерно 10° . Судя по геофизическим данным (метод ВЭЗ) и результатам бурения подошва субинтрузивов и в целом мощность субинтрузивной зоны имеют противоположную центриклинальную тенденцию. Вертикальный размах крупнообъемных тел достигает 600 м.

По химическому составу пород, составам вкрапленников и основной массы субвулканические породы не отличаются от покровных трахидацитов третьей толщи (табл. 11). Это редковкрапленниковые (олигок-

лаз, биотит) тонкофлюидальные породы с трахитоидной или микролитовой основной массой. В эндоконтактной зоне в них отмечается повышенная пористость и стекла.

Хакаринские трахибазальты слагают несколько мощных силлов, переходящих в дайкообразные тела. Они относятся к шошонитовой серии и, в отличие от вмещающих их базальтов амкинской серии, имеют высокую общую щелочность с преобладанием K_2O . Особенно контрастно они выделяются за счет низких содержаний ZrO_2 (см. табл. 11).

Таблица 11. Химический состав пород купола Красивый

Окисел	416	427-1	469	324	331	406-2	332	430	344-1	сред. (4)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73,1	72,13	74,04	70,22	50,87	52,01	54,8	49,9	48,9	50,26
TiO ₂	0,24	0,25	0,2	0,21	1,07	1,33	0,93	0,94	0,73	0,93
Al ₂ O ₃	13,8	14,64	13,34	14,36	17,09	17,26	17,1	19,3	18,65	17,5
Fe ₂ O ₃	1,05	1,98	1,17	1,54	5,35	5,43	3,56	4,12	4,53	6,87
FeO	0,43	0,19	0,63	0,4	4,68	5,01	3,89	5,49	3,98	3,23
MnO	0,02	0,03	0,04	0,04	0,23	0,13	0,11	0,12	0,11	0,11
MgO	0,48	0,4	0,4	0,52	3,34	2,67	3,58	3,85	6,22	4,32
CaO	1,03	0,62	0,96	1,02	8,76	8,44	6,3	8,57	8,22	8,06
Na ₂ O	3,58	3,23	3,33	4,12	3,35	2,94	3,68	3,17	2,52	2,9
K ₂ O	5,06	5	4,77	5,06	1,72	2	2,56	2,82	2,9	2,54
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,03	0,04	0,56	0,43	0,5	0,54	0,54	0,55
H ₂ O	0,62	1,32	0,81	1,12	1,18	1,88	1,67	1,18	3,21	1,95
ppp	0,54	1,1	0,83	1,14	0,95	1,87	1,26	0,67	2,9	0,33
Σ	99,5	99,81	99,72	98,65	98,2	99,53	98,6	100	100,5	99,25
U	3	3	3	3	3	3	3	4	3	4
Th	5	14	5	10	3	5	4	3	3	4
Zr	213	210	185	216	206	213	178	06	94	92
Nb	3	9	4	5	7	3	6	2	3	3
Y	29	21	13	14	27	29	24	22	16	12
Sr	172	120	174	245	805	540	907	1117	1112	898
Rb	109	102	105	113	23	25	60	58	93	57

Примечания. 1–3 – субвулканические трахириолиты; 4 – трахидацит из покрова (толща 3); 5–6 – афировые базальты (толща 1); 7 – андезит-базальт (толща 2); 8–9 – субвулканические трахибазальты; 10 – средний состав трахибазальтов хакаринской свиты.

По распространенности и степени проработки пород метасоматиты купола Красивый могут быть разделены на площадные (региональные) и локальные (околорудные). В распределении первых наблюдается заметный стратиграфический контроль и отсутствие прямой пространственной связи с купольной структурой. Породы нижней толщи, обнажающиеся главным образом на западной, примыкающей к своду части купола, подвержены низкотемпературной пропилитизации с хлорит-карбонатным парагенезисом, иногда с примесью гидрослюд и цеолитов. Последние встречаются преимущественно в миндалинах и представлены сколецитом, десмином и гейландитом. К центру купола интенсивность пропилитизации заметно возрастает. В верхних же толщах по базальтам, а чаще по их шлаковидным брекчиям развивается ярко-зеленый хлорит, иногда с халцедоном и монтмориллонитом, а трахидацитовые коигнибритовые туфы интенсивно цеолитизированы. Цеолитизация носит площадной характер и связана, по-видимому, с фильтрацией нагретых пластовых вод. Редкие кристаллокласты олигоклаза и биотита в туфах остаются совершенно свежими, а основная витрокластическая масса нацело замещается скрытокристаллическим или тонкоаблитчатым клиноптилолитом, возможно, гейландитом, при этом первичная пепловая структура пород хорошо сохраняется. Содержание цеолитов визуально может быть оценено в 50–100%. Цеолитизированные туфы простираются далеко (>25 км) за пределы купола. Пока отсутствуют надежные данные о содержании цеолитов в породах, но уже сейчас можно утверждать, что в этой части Ульяновского прогиба мы имеем уникальную по запасам цеолитоносную провинцию.

На фоне слабых площадных изменений околорудные и рудоносные гидротермалиты резко выделяются по набору фаций и по высокой степени преобразований ортопород (рис. 19). Два изолированных поля гидротермалитов, получивших названия Правобережная и Центральная зоны, обладают промышленной рудоносностью.

Правобережная зона, расположенная на западном крыле купола, сложена адуляр-гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами, которые не оконтурены и в целом недостаточно изучены. Поля гидротермально измененных пород здесь четко контролируются выходами субвулканических трахидацитов.

Зона Центральная расположена на северном фланге купола в осевой части крупного поля метасоматитов площадью 3,5 км². Здесь проведено наиболее детальное картирование метасоматитов с поверхности, а также изучено распределение парагенезисов минералов по керну скважин на глубину.

Естественными врезам и метасоматиты здесь вскрыты почти на 350 м, и еще на 200 м — скважинами. Максимальная мощность покрывки незатронутых гидротермальными изменениями пород составляет 150 м. Ее образует покров трахидацитов, занимающий водораздельные пространства в центре купола. Интенсивным изменениям подвержены главным образом субвулканические трахидациты, поэтому в плане поля метасоматитов имеют лоскутное строение, во многом повторяющее распределение субинтрузивных пород. При всей кажущейся хаотичности распределения различных типов метасоматитов хорошо видно (см. рис. 19), что залегание их жестко связано с периклинальной структурой купола и подчиняется общей вертикальной зональности гидротермалитов.

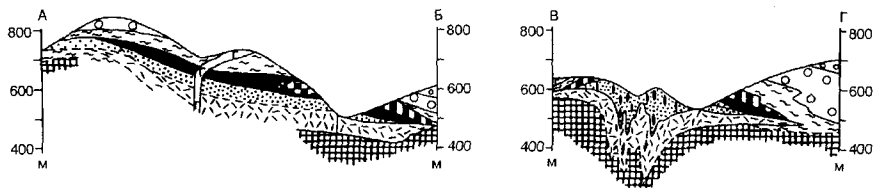
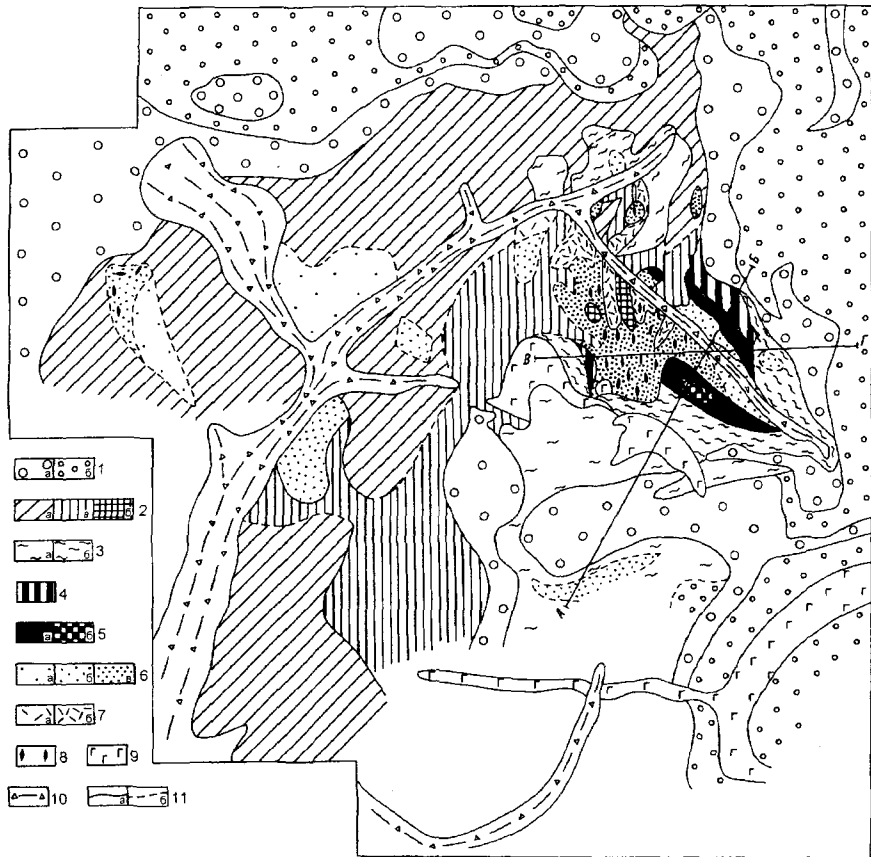
Наиболее интенсивно измененные породы образуют в центральной части поля гидротермалитов в субмеридиональную полосу протяженностью 1,6 км. Именно с этой частью поля связана основная рудоносность.

Максимальная ширина (до 600 м) зоны Центральной наблюдается на ее южном фланге. К северу зона сужается до первых десятков метров, но полного выклинивания ее не происходит. Здесь метасоматиты на отметках 500 м погружаются в склон под экранирующие их базальты второй толщи.

Возрастание ширины рудоносной зоны в южном направлении происходит сопряженно с возрастанием абсолютных отметок кровли метасоматической залежи. На этом фланге метасоматическая залежь также погружается в склон, но со встречным падением. Экраном здесь являются афировые базальты, кислые туфы и залегающий выше покров трахидацитов. Локальное поле адуляр-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов, обнажающихся из-под покрова трахидацитов на юге в створе зоны Центральной, по-видимому, является фрагментом ее южного подэкранного продолжения.

Рудоносные метасоматиты на западном фланге зоны Центральной достаточно резко сменяются безрудными пропилитами, а в восточном и юго-восточном направлениях происходит плавное затухание интенсивности изменений. Кровля метасоматитов и, как будет показано ниже, залегание отдельных фаций здесь имеют пологое погружение ($5-10^\circ$) от центра купола. Следует заметить, что вследствие общей асимметрии купола метасоматиты и, в том числе субинтрузивы трахидацитов, на достаточную глубину вскрыты лишь в северо-западной половине купола. Юго-восточную его половину образуют в основном надэкранные породы и отчасти метасоматиты надрудных фаций.

В вертикальном разрезе месторождения снизу вверх могут быть выделены три элемента: 1 — гидротермалиты рудоносной зоны; 2 — над-



рудные метасоматиты; 3 — надэкранные породы со слабыми площадными изменениями цеолитовой фации.

Зональность надрудных метасоматитов наиболее четко проявлена на восточном фланге зоны Центральной. Структуру ее здесь определяет выдержанная залежь диккитовых вторичных кварцитов с ограниченной по объему алунитовой фацией в центре. Залежь кварцитов расчленена врезом руч. Россыпной на три изолированных фрагмента. Вторичные кварциты представляли собой полого наклоненный ($5-10^\circ$) на север и восток пласт мощностью до 120 м, который в северо-восточном направлении постепенно выклинивается. В южном направлении кварциты погружаются в склон, и поэтому протяженность их в этом направлении неизвестна. Наклон на север пластовой залежи вторичных кварцитов примерно совпадает с наклоном северного крыла купола. Максимальная мощность вторичных кварцитов наблюдается в приосевой части зоны Центральной, в месте сочленения их с адуляр-кварцевой зоной. Граница эта довольно резкая и имеет строго меридиональное направление. Вторичные кварциты здесь как бы вложены в адуляриты. Возможна тектоническая природа этого контакта. В восточном направлении соотношение адуляритов с вторичными кварцитами более определенное. По данным бурения и картирования первые подстилают вторичные кварциты, постепенно выклиниваясь на восток одновременно с выклиниванием кварцитов залежи (см. рис. 19).

Между вторичными кварцитами и адуляритами отмечаются глины, обогащенные гидроокислами железа.

Диккитовые кварциты на правобережье руч. Россыпной сменяются вверх плотными окремненными, иногда яшмовидного облика породами каолинит-кварцевого состава. Эти породы являются своеобразным мар-

Рис. 19. Схематическая карта гидротермально измененных пород купола Красивый.

Площадные гидротермальные изменения: 1 — цеолитовая фация: слабые цеолитизация, хлоритизация и монтмориллонитизация (а), интенсивно цеолитизированные витротуфы (б); 2 — низкотемпературная пропилитизация с различным содержанием вторичных минералов: а — до 50 %, б — 50–90 %, в — более 90%. Локальные (околорудные) гидротермальные изменения: 3–5 — фации надрудных метасоматитов: 3 — монтмориллонит-цеолитовая, с содержанием вторичных минералов 10–50 % (а), 50–90 % (б); 4 — кремнисто-каолинитовая; 5 — вторичных кварцитов диккитовых (а) и алунитовых (б); 6–7 — рудомещающие калиевые метасоматиты: 6 — гидрослюдисто-адуляр-кварцевые с содержанием вторичных минералов до 50 % (а), 50–90 % (б) и более 90 % (в); 7 — кварц-гидрослюдистые с содержанием вторичных минералов 50–90 % (а) и более 90 % (б); 8 — рудоносные адуляр-кварцевые прожилки и метабрекчин; 9 — силлы хакаринских трахибазальтов; 10 — современные отложения; 11 — границы фаций установленные (а) и предполагаемые (б)

кером надрудной зоны месторождения. Мощность их составляет 20--30 м. По падению и в направлении выклинивания вторичных кварцитов кремнисто-каолининовая зона замещается монтмориллонит-цеолитовой фацией. В осевой части зоны Центральной, там, где происходит выклинивание вторичных кварцитов и кремнисто-каолининовых пород, надрудные метасоматиты представлены лишь монтмориллонит-цеолитовой фацией.

На западном крыле зоны Центральной полного симметричного повторения фаций не наблюдается. Здесь лишь на ограниченном участке между адуляритами и экранирующими их базальтами закартирована маломощная залежь кремнисто-каолининовых пород. В целом этот фланг из-за сильной задернованности оказался недоизученным.

Как видно из приведенных описаний, надрудные метасоматиты имеют невыдержанное и весьма сложное строение. В наиболее полном виде их вертикальная зональность имеет следующий вид (снизу вверх, рис 20): 1 — кварц-каолининовая фация; 2 — вторичные кварциты, представленные диккитовой, алунитовой и монокварцевой фациями; 3 — кремнисто-каолининовая фация; 4 — монтмориллонит-цеолитовая фация. Монтмориллонит рентгенографически не определен, возможно, это смектиты.

Переход от надрудных метасоматитов к кварц-адуляр-гидрослюдистым породам, судя по данным наземной гамма-спектрометрии, достаточно резкий (в интервале первых метров), но непосредственно в коренных выходах не наблюдался.

В самих рудоносных метасоматитах также отмечается вертикальная смена парагенезисов минералов (см. рис. 18, 20). Самую верхнюю часть метасоматической колонки образуют адуляр-кварцевые метасоматиты. Распределение их неравномерное, но в целом их выходы можно аппроксимировать пластообразной залежью, которая на глубину расщепляется на отдельные быстро выклинивающиеся крутопадающие зоны. Мощность пластовой части колеблется от 20—30 м (северное выклинивание) до 100 и более метров на южном фланге зоны Центральной. Вниз по разрезу адуляриты сменяются адуляр-гидрослюдисто-кварцевыми, а затем кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. В целом с глубиной уменьшается содержание кварца и адуляра, и возрастает роль гидрослюды и пирита. На глубоких уровнях к этим минералам иногда добавляется карбонат, и породы приобретают березитоподобный облик. На западном фланге зоны Центральной на глубине 126 м к парагенезису карбонат-кварц-гидрослюда-пирит добавляется ломонтит. В тех скважинах, которые пересекли трахидацинты и вошли во вмещающие их базальты и


Фации площадных гидротермалитов		Фации локальных (околорудных) гидротермалитов		Основные минералы	
Цеолитовая, (цеолиты, монтмориллонит, хлорит)	○ ○	Экранирующая поверхность			
	○ ○		Надрудные метасоматиты	Монтмориллонит-цеолитовая	Цеолиты, монтмориллонит, кварц
	○ ○			Кремнисто-каолининовая	Тонкодисперсный кварц, псевдоморфный каолинит
	○ ○			Вторично-кварцитовая	Кварц, диксит, алунит
○ ○	Кварц-каолининовая	Тонкодисперсный каолинит, кварц, монтмориллонит			
Низкотемпературные пропилиты (хлорит, карбонаты, гидрослюда, пирит)	x x	к к	Рудонные метасоматиты	Адуляр-кварцевая	Адуляр, кварц
	x x	к к		Адуляр-гидрослюдисто-кварцевая	Кварц, адуляр, гидрослюда
	x x	к к		Кварц-гидрослюдистая	Гидрослюда, кварц, пирит, иногда карбонат, ломонит
	x x				
	x x				

Рис. 20. Схема вертикальной метасоматической зональности месторождения Красивый. Пояснения см. в тексте

туфы, кварц-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдисто-адуляровые породы сменяются низкотемпературными пропилитами с хлоритом, карбонатом, смешаннослойными минералами и пиритом. При этом на всю изученную мощность (до 200 м) породы почти полностью замещены вторичными минералами и с определенной долей условности могут быть выделены как околорудные пропилиты. В зоне интенсивных адуляр-кварцевых и адуляр-гидрослюдисто-кварцевых изменений базальты из межинтрузивных перегоронок также подвержены на незначительную глубину адуляризации и нередко содержат высокие содержания Au и Ag. Однако в глубину адуляриты быстро сменяются метасоматитами с пропилитовым парагенезисом минералов.

В зоне Центральной на всю изученную глубину распространена зона окисления. Породы, особенно те, в которых малое содержание кварца, разложены до состояния глин. Пирит разлагается с образованием гидроокислов железа и ярозита, обычно присутствие гипса и других суль-

фатов. Среди последних отметим гигроскопичный солеподобный сульфатный минерал белого цвета, а также гигроскопичный изумрудно-зеленого цвета сульфат типа мелантерита, который на воздухе разлагается с образованием белых солей.

Общим в химическом составе всех гидротермалитов является почти полный вынос натрия, фемических компонентов и кальция (рис. 21, табл.12). Наиболее контрастно рудоносные гидротермалиты отлича-

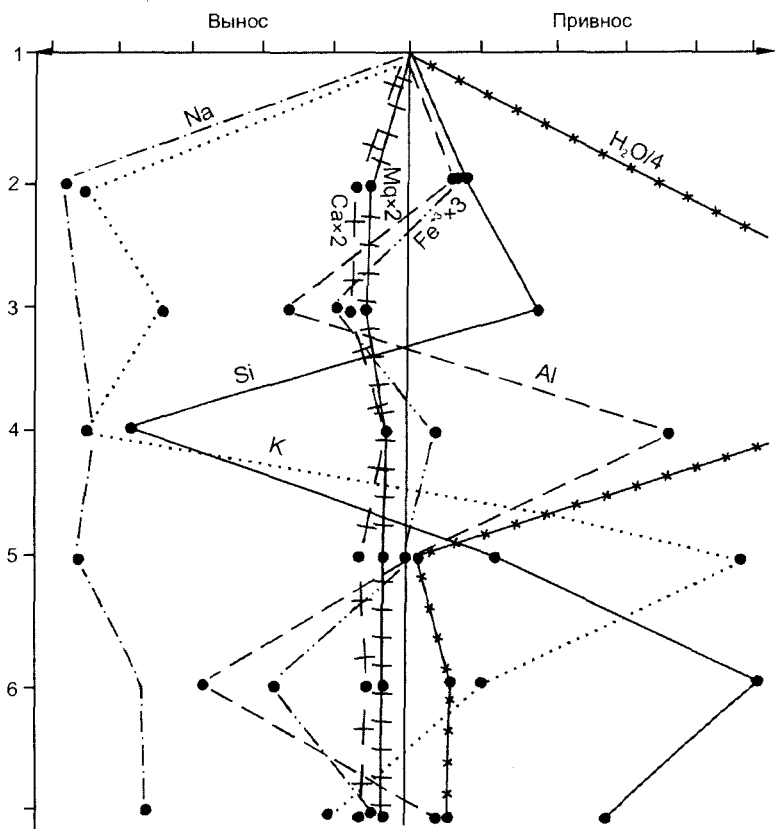


Рис. 21. Диаграмма привноса-выноса вещества при формировании метасоматической зональности по трахиандазитам месторождения Красивый (по Барту).

1 – исходный трахиандазит; 2 – кремнисто-каолиновые породы; 3 – диккитовые кварциты; 4 – кварц-каолиновые породы; 5–6 – калиевые метасоматиты: 5 – “ультра-калиевые трахиандазиты”, 6 – адуляр-кварцевые породы; 7 – кварц-гидрослюдистые породы

Таблица 12. Химический состав вторичных кварцитов и метасоматитов месторождения Красивый

№ обр.	011	017	020	024	053	153	146
п/п	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	78,82	81,61	79,78	17,94	73,67	83,05	76,01
TiO ₂	0,56	0,22	0,21	0,29	0,22	0,12	0,21
Al ₂ O ₃	12,55	11,12	11,98	34,27	14,67	7,86	12,49
Fe ₂ O ₃	1,06	0,71	0,57	0,36	1,65	0,38	1,35
FeO	0,17	0,20	0,23	0,14	0,20	0,26	0,37
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,26	0,26	0,27	0,16	0,16	0,23	0,36
CaO	0,36	0,22	0,15	0,36	0,10	0,25	0,29
Na ₂ O	0,13	0,74	0,22	0,74	0,12	0,22	1,00
K ₂ O	0,10	0,47	0,22	7,02	0,76	5,41	4,37
P ₂ O ₅	0,11	0,03	0,04	0,11	0,10	0,01	0,04
SO ₃	0,10	0,32	0,25	25,83	2,13	0,10	0,10
CO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
H ₂ O*	4,46	3,71	4,71	12,16	6,04	0,93	2,15
п.п.п.	4,83	3,87	4,58	32,04	7,57	1,02	2,25
Сумма	98,69	99,62	98,58	99,38	99,83	98,72	98,67

Примечание. 1 – кремнисто-каолининовая порода; 2, 3, 5 – диккитовый кварцит; 4 – алунитовый кварцит; 6 – кварц-адуляровый метасоматит; 7 – кварц-гидрослюдистый метасоматит.

ются от надрудных по поведению калия. В надрудной зоне происходит почти полный вынос калия (исключение – алунитовые кварциты), а в рудоносной – его привнос (в адуляритах) или сохранение первичного содержания (в кварц-гидрослюдистых породах). Остальные компоненты ведут себя дифференцированно в зависимости от фациальной обстановки.

Типоморфными минералами вторичных кварцитов являются кварц и диккит. Для диккита характерна эволюция от относительно крупнотаблитчатых, иногда радиального строения зерен (центральная часть залежи) к тонкозернистому диккиту, а затем к тонкодисперсному агрегату каолинита. Последний в отличие от землистого слабопросвечивающего супергенного каолинита прозрачен в проходящем свете и образует четкие агрегатные псевдоморфозы по вкрапленникам, иногда с вросками кварца. Рентгенометрически и методом ИК спектроскопии была изучена мелкочешуйчатая разновидность диккита. Дифрактограммы их больше соответствуют каолиниту, а ИК спектры типичны для диккита. Содержания диккита варьируют от 5–10 % в центральных частях залежи до 50 и более процентов в ее краевых частях, что позволяет сделать

предположение о развитии супергенной каолинизации в основании вторично-кварцитово́й залежи по преимущественно каолини́товым исходным породам.

Алунит вторичных кварцитов мелкочешуйчатый, с резким преобладанием калия (10,8 %) над натрием (1,14 %). Содержание его в породе достигает 70 %. Обычно он находится в парагенезисе с кварцем и таблитчатой разновидностью диккита.

Кремнисто-каолини́товые метасоматиты отличаются от вторичных кварцитов более тонкозернистым кварцем (80–90 %) и развитием по вкрапленникам и обломкам стекла гомоосевых псевдоморфоз каолинита с перистой внутренней структурой. Эти породы иногда обогащены гидроокислами железа и приобретают яшмовидный облик. Отмечаются также линзы, мощностью до метра, сложенные чистым гематитом.

В цеолитовой фации наиболее распространены цеолиты. Рентгенографически определен шабазит, другой игольчатого габитуса цеолит по оптическим свойствам близок к натролиту, а по ИК спектрам — к филлипситу. От площадной цеолитизации надрудная отличается гнездовым распределением цеолитов и парагенезисом их с мелкочешуйчатым, часто розетчато-перистым монтмориллонитом. Каолинит и адуляр распространены в цеолитовой фации ограниченно.

По минералогическому и химическому составам рудоносные гидротермалиты относятся к щелочному калиевому типу, их образование происходило в несколько сближенных по времени стадий с однонаправленным изменением минералогического состава. Кварц-адуляровые метасоматиты ранней стадии — это белые фарфоровидного облика породы, в которых полностью сохранились первичная флюидальная текстура и порфи́ровая структура с псевдоморфозами адуляра, иногда совместно с гидрослюдами, по олигоклазу. Адуляр в основной массе метасоматитов такого типа варьирует от субмикроскопических ромбовидной формы кристаллитов до хорошо индивидуализированных кристаллов размером до десятых долей миллиметра. Эти породы отличают равномерность распределения и относительная выдержанность размеров зерен адуляра и кварца. Химизм их характеризуется значительным приносом калия, кремнезема и выносом натрия, глинозема и трехвалентного железа (см. рис 21, табл. 13).

Метасоматиты с видимым адуляром перемежаются с трахидацитами, в которых при аномально высоких концентрациях калия отсутствуют видимые под микроскопом вторичные калиевые минералы. В таких породах полностью сохраняется первичная структура пород, внешне и под микроскопом они производят впечатление свежих, не затронутых

Таблица 13. Химический состав трахидацитов неизмененных и подверженных калиевому метасоматозу

Окисел	Сред. (4)	216	28	344	351	346-1	347	355-2	356-2	360	377	0,43	153	195	198
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	72,27	70,55	71,92	69,17	70,61	—	—	—	—	—	—	74,71	83,05	75,76	76,3
TiO ₂	0,23	0,31	0,21	0,23	0,25	—	—	—	—	—	—	0,21	0,123	0,21	0,36
Al ₂ O ₃	14,08	14,28	13,26	14,3	13	—	—	—	—	—	—	11,87	7,86	12,25	12,04
Fe ₂ O ₃	1,53	1,61	0,85	1,52	1,52	—	—	—	—	—	—	0,98	0,38	0,51	0,14
FeO	0,38	0,32	0,26	0,52	0,46	—	—	—	—	—	—	0,23	0,26	0,23	0,24
MnO	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	—	—	—	—	—	—	0,01	0,1	0,03	0,02
MgO	0,55	0,42	0,31	0,21	0,31	—	—	—	—	—	—	0,16	0,23	0,57	0,49
CaO	0,69	0,29	0,29	0,87	0,29	—	—	—	—	—	—	0,15	0,25	0,51	0,44
Na ₂ O	3,52	2,09	0,29	2,18	1,01	1,49	1,16	1,22	0,46	0,99	0,69	0,45	0,22	0,28	0,39
K ₂ O	4,94	8,23	10,12	8,03	10,1	6,81	7,21	8,62	7,3	7,48	9,49	10,11	5,41	6,84	5,66
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,06	0,02	0,03	—	—	—	—	—	—	0,02	0,01	0,03	0,06
H ₂ O	1,05	1,06	1,59	1,33	1,19	—	—	—	—	—	—	1,27	0,93	1,8	2,3
ppp	0,97	1,75	2,37	1,3	1,02	—	—	—	—	—	—	1,69	1,02	2,05	2,68
Σ	99,31	100,1	99,72	98,69	99,39	—	—	—	—	—	—	101,5	98,72	99,13	98,71

Примечание. 1 — трахидациты неизмененные, средний состав; 2–11 — “ультракальсивые трахидациты”, внешне свежие породы, без видимой адуляризации; 12–15 — кварц-адуляровые метасоматиты по трахидацитам.

гидротермальными процессами образований. Изменения в их химическом составе сводятся лишь к выносу натрия с компенсационным приносом калия и незначительному выносу магния и кальция (см. рис 21, табл. 13.). Нередко в этих метасоматитах проявляется собирательная перекристаллизация, приводящая к обособлению, с одной стороны, кварца в виде равномерно рассеянных слабоиндивидуализированных пятнистых выделений с расплывчатыми границами, а с другой — также слабоиндивидуализированного скрытокристаллического калишлатового агрегата. Дальнейший процесс собирательной перекристаллизации вещества сопровождается индивидуализацией зерен адуляра и кварца и образованием кварц-адуляровых метасоматитов. Точных данных о распространении “ультракалиевых дацитов” не получено. Выборочные определения щелочей показывают, что они распространены значительно шире метасоматитов с видимым адуляром.

В практике поисковых работ подобные метасоматиты недооценивались, им ошибочно приписывалось первично-магматическое происхождение, и в литературе они получили название ультракалиевых риолитов [Баскина, 1978; Авдонин, 1975; Фромберг, 1980 и др.]. Вместе с тем метасоматическая природа этих образований доказывается достаточно уверенно. Во-первых, на это указывает невыдержанность калий-натриевого отношения при сохранении суммы щелочей, характерной для свежих трахидацитов (см. табл. 13., а также [Мишин, 1982]). Во-вторых, вариации пород от ультракалиевых до нормальных обычно наблюдаются в пределах одной структурной единицы (поток, покров, субинтрузив и т.д.). В-третьих, как отмечают большинство исследователей, подобные породы встречаются преимущественно в рудных районах в ассоциации с гидротермально измененными породами и, как было выше показано, имеют переходы к кварц-адуляровым метасоматитам. Судя по публикуемым химическим анализам такие ультракалиевые породы присутствуют на всех слабоэродированных золото-серебряных месторождениях. И наконец, заметим, что ультракалиевые образования встречаются среди пород разного состава. В.Секи-Фукс [1979] такие калиевые метасоматиты описывает в Карпатской рудоносной области, где они развиваются по андезитам и условно выделены автором как калиевые пропилиты и калиевые трахиты. Распространение их прямо пропорционально интенсивности оруденения и обратно пропорционально степени эрозионного среза.

Д.Стюарт [1983], проанализировав различные способы образования ультракалиевых пород за счет ликвации расплавов, переноса щелочей газовой фазой, частичного плавления, фракционирования кристаллов,

пришел к выводу, что их значительные объемы могли образоваться только путем ионного обмена. Однако причину ионного обмена он видит в гидратации стекол и, вслед за [Lipman, 1965], в девитрификации вулканического стекла. Как показывают анализы природных стекол, в гидратированных разностях отмечается существенное перераспределение щелочей, однако оно не ведет к значительному увеличению содержания калия (стекла с содержанием $K_2O > 6\%$ практически не встречаются [Стюарт, 1983]). Более того, как показано в публикации [Lipman, 1965], при глубоко зашедшей гидратации начинается, наоборот, вынос калия. Более интенсивный ионный обмен натрия на калий (до 8,21 вес.% K_2O) по их мнению происходит при девитрификации пород.

К этому заметим, что ионный обмен не имеет никакого отношения к самому процессу девитрификации. В древних толщах, как правило, все кислые вулканы девитрифицированы, однако ультракалиевые риолиты среди них такая же редкость, как и недевитрифицированные стекла. В геосинклинальных толщах наряду с альбитизированными вулканидами (альбитофиры и кератофиры) лишь иногда встречаются кислые разности обогащенные калием. Они действительно интенсивно девитрифицированы и рассматривались как первично калиевые породы. Специальное исследование таких пород в Казахстане [Ушаков, 1972] показало, что повышенные содержания в них калия связаны с наложенной адуляризацией.

На основе приведенных материалов можно сделать вывод, что обсуждаемые ультракалиевые породы – метасоматические образования. Их формирование происходит за счет ионного обмена в первичных минералах натрия на калий (псевдоморфные калишпатиты). В первую очередь происходит псевдоморфное замещение натрия на калий в полевошпатовой части криптокристаллической стекловатой основной массе пород. Затем образуются псевдоморфозы адуляра по вкрапленникам плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата. Образование адуляровых псевдоморфоз по вкрапленникам обычно совмещено с началом образования индивидуализированных зерен адуляра в основной массе пород.

Калиевые гидротермалиты второй стадии развиваются по ранним метасоматитам первой стадии в виде ветвящихся зон и гнездообразных выделений. Там, где они начинают преобладать, порода приобретает облик метабрекчии. Среди метабрекчий можно выделить неперемещенные брекции, обломки которых не испытали вращения (рис. 22, а), перемещенные метабрекчии, чьи обломки потеряли первичную ориентировку (рис. 22, б), и ксенометабрекчии. В последних среди обломков материнских пород присутствует ксеноматериал, чаще всего обломки ба-



б

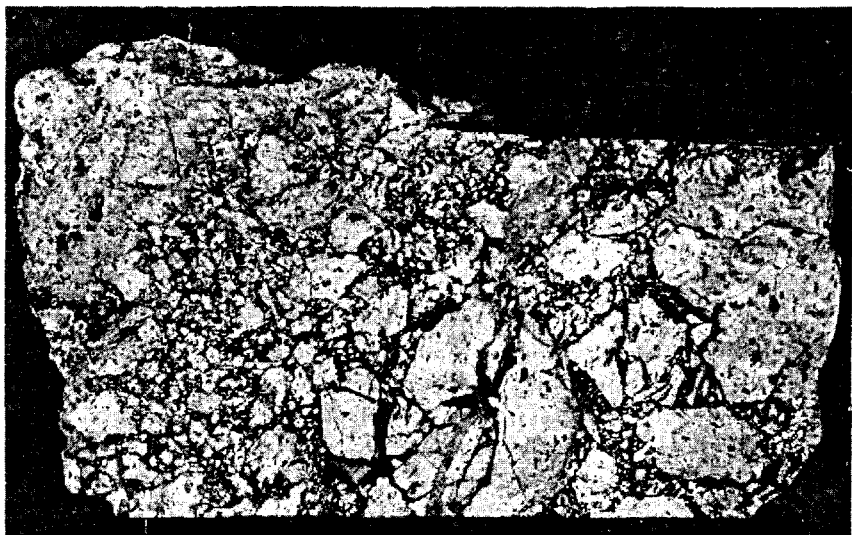


Рис. 22. Фотографии метабрекчий по трахидацитам (I—III — гидротермальные стадии). Другие пояснения см. в тексте

зальтов из ближайшего обрамления. Два последних типа метабрекчий имеют явно взрывной характер. Между перечисленными типами метабрекчий обычно наблюдаются постепенные переходы. Состав гидротермалитов второй стадии существенно кварцевый. Кварц тонкозернистый, насыщенный пелитоморфными включениями, реликтивными фрагментами олигоклаза.

Третья стадия – прожилковая – характеризуется развитием секущих прожилков, реже гнезд с резкими границами. В местах их скопления иногда образуются брекчиевые текстуры, однако перемещенные брекчии и ксенометабрекчии, связанные с этой стадией, не установлены. Кварц и адуляр прожилков более крупнозернистый, чем в предрудных гидротермалитах, зерна их хорошо индивидуализированы и лишены пелитоморфных включений. Преобладает кварц, адуляр имеет подчиненное значение. Более мощные прожилки (мощностью 1 см и более) часто сложены колломорфно-полосчатым кварцем, иногда с полосами адуляра или с каймой из разрозненных, хорошо ограненных зерен адуляра.

В целом можно отметить, что от ранней фазы к последней происходит закономерное возрастание содержания кварца, увеличивается размер и степень индивидуализации зерен кварца и адуляра, и одновременно происходит сокращение площадей и объемов гидротермалитов.

Отмеченная трехстадийность гидротермальных процессов продемонстрирована на примере кварц-адуляровых метасоматитов, однако все три стадии имеют сквозное распространение во всей колонне гидротермалитов. При переходе от адуляритов к кварц-гидрослюдистым породам, а затем к околорудным пропилитам морфоструктурные особенности гидротермалитов полностью сохраняются, меняется лишь их минеральный состав. В кварц-гидрослюдистой зоне место адуляра занимает гидрослюда типа иллита. Гидрослюды верхних уровней имеют грязно-зеленый до желто-зеленого цвет, с глубиной они становятся более светлыми и по оптическим характеристикам приближаются к серициту. В околорудных пропилитах также отчетливо проявлена трехстадийность гидротермальных процессов: 1 – объемная пропилитизация (хлорит, карбонат, пирит, реже гидрослюда и цеолиты, возможно, альбит), 2 – наложенная пропилитизация с образованием метабрекчий (кварц, карбонат, гидрослюда и пирит) и 3 – кварц-карбонатные прожилки и жилы.

Золото-серебряная минерализация связана, главным образом, со второй и третьей стадиями гидротермальных процессов, в результате которых сформировался сложный ветвящийся штокверк. Однако оруденелым он является не на всю глубину, а лишь в интервале развития

адуляр-кварцевых, адуляр-гидрослюдисто-кварцевых и, возможно, в верхней части кварц-гидрослюдистой фации. В целом рудоносное тело можно аппроксимировать пластом с мощностью не более 200 м. Этот пласт имеет северное склонение 5–10°, более пологое, чем крутизна склона, и поэтому в южном направлении он постепенно погружается в склон под экранирующие породы. В пределах рудоносного горизонта оруденение распределено крайне неравномерно, содержания золота варьируют от 0,1 до 743 г/т. По данным бороздowego опробования поверхностных выработок и кернa скважин выделяется несколько круто залегающих зон мощностью до 10 и более метров с содержанием Au от 3 до 50 г/т. От правого борта руч. Россыпной, где зоны обнажаются на поверхности, редкой сетью скважин они прослежены на юг на 500 м. Но в крайних южных скважинах, где оруденение слепое и начинается лишь с глубины 22–30 м, никакого выклинивания рудных тел и снижения в них содержаний Au и Ag не отмечается.

Из рудных минералов в зоне Центральной отмечаются только пирит (до 2%), единичные зерна халькопирита, сфалерита и блеклых руд [Мишин и др., 1998]. Золото наблюдается в виде аллотриоморфных зерен и кристаллов (преимущественно октаэдрических) размером 0,001–0,01 мм.

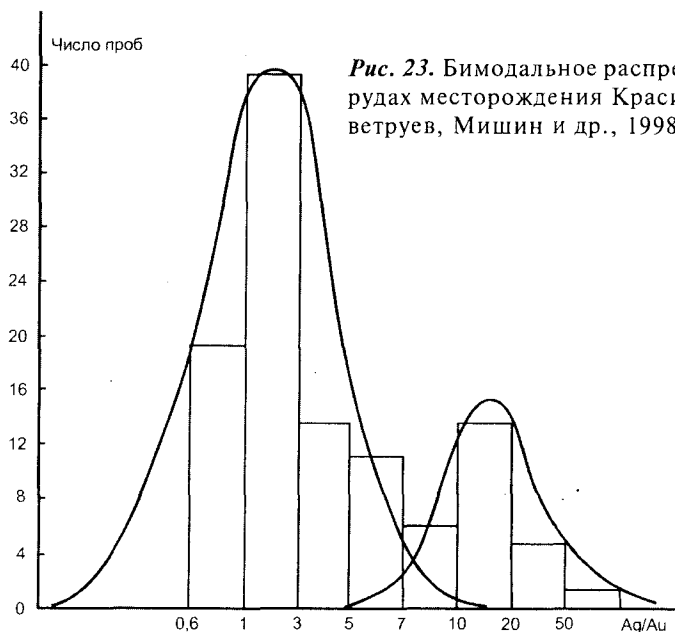


Рис. 23. Бимодальное распределение Ag/Au в рудах месторождения Красивый по [В.Г.Неветруев, Мишин и др., 1998]

Повышенные концентрации мышьяка и сурьмы связаны, вероятно, с блеклыми рудами. В рудах Правобережного участка дополнительно появляются арсенопирит, ярозит, скородит, иногда аргентит.

Пробность золота колеблется от 630 до 770, причем значения 680–770 характерны для комковатых золотин, а 630–660 – для кристаллов золота. Величина Ag/Au (коэффициент К) характеризуется отчетливо бимодальным распределением (рис. 23).

Изотопный состав кислорода и водорода изучен в каолините из каолиновых вторичных кварцитов (см. табл. 7). Рассчитанный изотопный состав гидротерм, равновесных с каолинитом, на рис. 10 располагается вблизи линии метеорных вод.

Флюидные включения изучены в образцах каолиновых вторичных кварцитов и в обр. С-3/94 из кварц-адуляровой гидротермальной брекчии с рудоносными кварцевыми прожилками. В вторичных кварцитах обнаружены лишь первичные и первично-вторичные жидкие и газожидкие включения низкоконцентрированных водных растворов с $T_{\text{гом}} = 90\text{--}120^\circ\text{C}$. В кварце прожилков редко встречаются газожидкие ($T_{\text{гом}} = 200\text{--}225^\circ\text{C}$).

4.1.2. Месторождение Белая Гора

Месторождение Белая Гора расположено на левобережье нижнего течения р.Амур в пределах Нижне-Амурской вулканической зоны. Месторождение и сопровождающие его россыпи известны с конца XIX в. В 1933–1941 гг. здесь из гнезд было добыто 910 кг золота при средних содержаниях 5,8 г/т. Единичные партии руды давали до 4 кг/т. В предвоенные и военные годы из Колчанской россыпи было добыто 15 т золота. Россыпное золото и в настоящее время добывается дражным способом.

Разведочные работы на коренное золото проводились в несколько этапов [Долбинов, 1959 г.; Хохлов, 1982 г.; Решетько, 1986 г.]. В настоящее время месторождение оценивается как мелкое, запасы подсчитаны в блоках Штокверк и Пологая Залежь. Месторождение обрамляется рудопроявлениями Заячье, Огородное, Павловское, Аммонитное.

Район сложен палеогеновыми вулканическими и субвулканическими породами контрастного базальт-трахидацитового состава. Вулканиды кислого состава, выделяемые в составе колчанской свиты, подстилаются и перекрываются базальтами, реже андезибазальтами и туфами основного состава. Нижние базальты, по данным Э.П.Хохлова и др. [1982 г.], относятся к кузнецовской, а верхние – к сизиманской свитам.

Э.П.Хохлов рассматривал структуру Белогорского рудного поля как пологую брахисинклиналь. С такой трактовкой трудно согласиться, так как характер залегания пород, форма их выходов на поверхности и результаты бурения свидетельствуют о том, что рудное поле представляет собой изометричный пологий купол диаметром 7–8 км. На самом месторождении, расположенном в центре купола, по результатам бурения подошва колчанской свиты имеет отчетливо периклинальное залегание. Кислые породы колчанской свиты с многочисленными комагматичными субинтрузивами имеют локальное распространение в центральной части купола, постепенно выклиниваясь к его периферии. Вследствие этого кольцевой характер структуры отчетливо просматривается в геофизических полях [Охрапчук и др., 1984 г.].

Субинтрузивы трахидацитов имеют типично блоковую или клиновидно-блоковую форму с крутыми боковыми контактами и пологими кровлей и подошвой. Вертикальная мощность таких блоков превышает 400 м. На самом месторождении выделены два блоковых субинтрузива, однако наличие на разных гипсометрических уровнях останцов вмещающих пород (межинтрузивных перегородок), а также не выходящих на поверхность субинтрузивов свидетельствует о присутствии здесь нескольких сопряженных субинтрузивных тел.

Гидротермально измененные породы, имеющие весьма широкое распространение в районе месторождения, изучались многими исследователями (Русинова О.В., Мельникова Л.В., Михайлов М.С., Иванов В.В. и др.). Ими выделены диккитовые, алунитовые и гидрослюдистые вторичные кварциты, кварц-адуляровые и кварц-гидрослюдисто-адуляровые метасоматиты и пропилиты. Основным недостатком этих работ заключается в том, что в метасоматиты изучались главным образом в пределах рудного штокверка. В.А.Решетько и др. [1986 г.] полагали, что кварцевый штокверк приурочен только к западному, наиболее объемному субинтрузиву, а восточный считался безрудным, так как предполагалось, что он целиком сложен обычно безрудными диккитовыми вторичными кварцитами.

Нами проведено площадное картирование гидротермалитов Белогорского рудного поля с детальным опробованием их по профилям с выходом в слабо измененные породы. Опробован также сохранившийся керн отдельных реперных скважин. По данным маршрутных исследований и описаниям шлифов составлена карта гидротермально измененных пород (рис. 24) [Мишин, 1999].

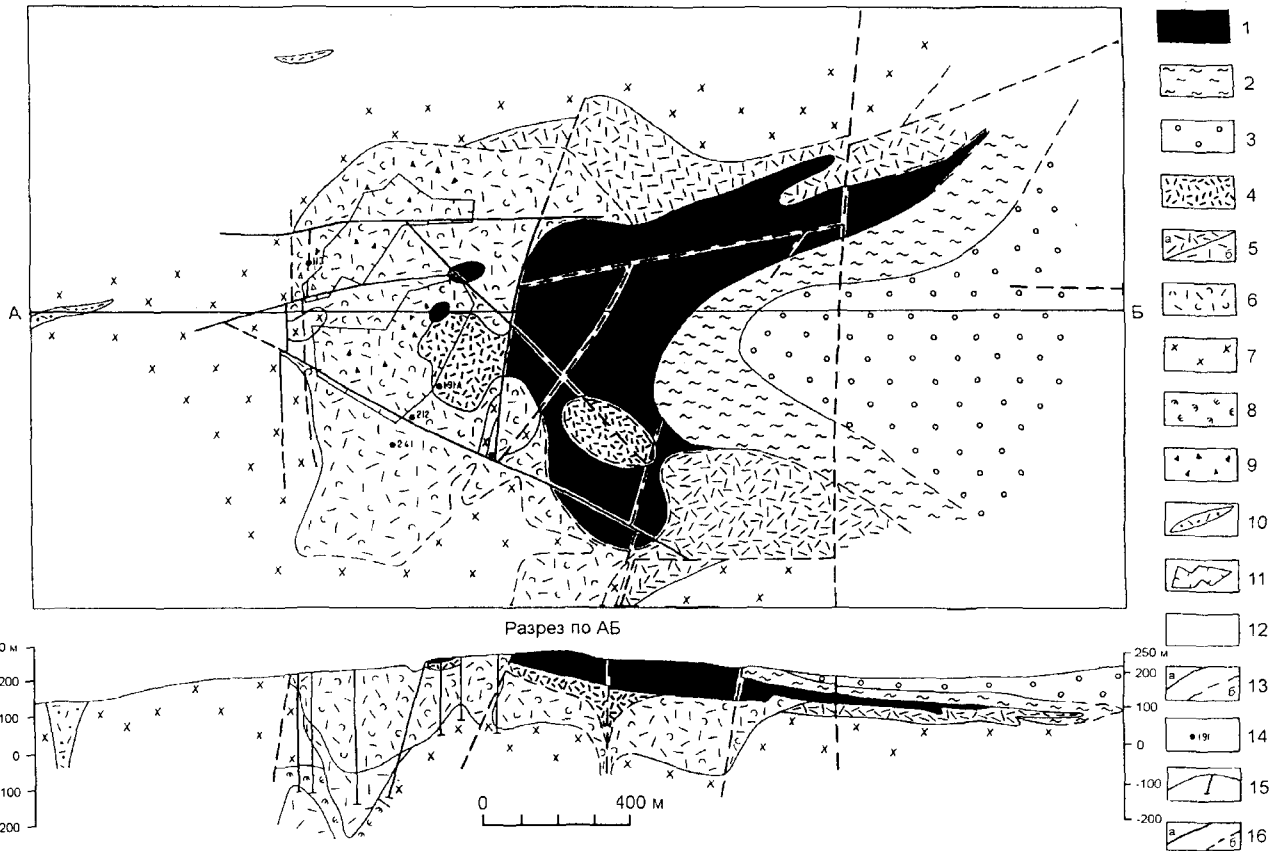
Результаты проведенных исследований свидетельствуют о неравномерном эрозионном срезе рудного поля. Поскольку само рудное поле

выражено в виде субширотной гряды с превышениями до 200 м, наиболее эродированными оказались его южный и северный фланги, однако и в широтном направлении в распределении гидротермалитов намечается отчетливая асимметрия. Наибольшей эрозии подвергнута западная часть гряды, а на восточном фланге гидротермальная система оказалась еще не вскрытой, что хорошо видно по распределению метасоматических пород. С востока на запад и соответственно сверху вниз выделяются следующие фации гидротермалитов.

Восточный фланг рудного поля образуют практически не затронутые вторичными изменениями трахидациты, реже их туфы и отдельные потоки вулканического стекла. Эти породы образуют полого наклоненный ($5-10^\circ$) на восток экран. Вниз и на запад они сменяются осветленными трахидацитами и их туфами. Содержание вторичных минералов достигает 50 %. Представлены они главным образом цеолитами, меньше смектитами и каолинитом. Эти породы содержат до 10 % кварца своеобразного пластинчато-клиновидного габитуса, образующего гнезда размером 0,1–1 мм. Поскольку первичные гидротермальные минералы из-за наложенной супергенной каолинизации плохо диагностируются, то кварц, ввиду своеобразия его структуры, служит хорошим индикатором этой зоны. Мощность цеолитовой фации достигает 50 м. Цеолитизированные породы на глубине резко сменяются зоной диккит-каолинитовых кварцитов. Вторичные кварциты, постепенно выклиниваясь, согласно с вмещающими породами полого погружаются на восток. Максимальная их мощность на западном окончании залежи составляет около 100 м.

Залегание вторичных кварцитов на Белой Горе и их положение относительно рудоносного штокверка практически полностью повторяют ситуацию, наблюдаемую на рудопроявлении Красивом [Мишин и др., 1998]. Возможно, раздвиг мощности вторичных кварцитов на Белой Горе связан с тем, что на этом участке они развиваются по субинтрузивным трахидацитам, а в восточном направлении — по лавам и туфам трахидацитов колчанской свиты. Положение подошвы кварцитовой залежи примерно соответствует контакту верхней и нижней частей колчанской свиты. В западной, более эродированной части рудного поля кварциты слагают два небольших по площади (0,3–0,4 км²) изолированных останца. Мощность их, судя по данным бурения, не превышает 30 м. Наличие останцов свидетельствует в пользу того, что вторичные кварциты ранее имели более широкое площадное распространение.

Кварц в диккит-каолинитовых вторичных кварцитах тонкозернистый халцедоновидный с пелигоморфными включениями содержит мел-



кие гнезда более крупнозернистого и чистого перекристаллизованного кварца. Диккит образует агрегаты в виде гнезд по основной массе породы и вкрапленникам плагиоклаза. Наблюдаются все переходы от крип-токристаллического агрегата (рентгенометрически – каолинит) к розетчато-таблитчатым, хорошо индивидуализированным зернам диккита размером до 0,1 мм. Висячем боку залежи и на ее выклинивании каолинит образует псевдоморфозы по плагиоклазам с характерной перистой структурой. Такой каолинит обычно ассоциирует с тонкодисперсным халцедоновидным кварцем. Подобные разновидности кварцитов близки породам кремнисто-каолиновой фации, выделенной на месторождении Красивый [Мишин и др., 1998], но на Белой Горе объем их невелик и поэтому на рис. 24 они включены в состав диккитовых кварцитов.

Содержание диккита (каолинита) во вторичных кварцитах варьирует от 5 до 50% и более. Существенно каолиновые разности концентрируются преимущественно в лежащем боку кварцитовой залежи.

Алунитовые разности вторичных кварцитов, несмотря на детальность опробования, нами не обнаружены. По данным [Решетько, 1986 г.] они встречаются ограниченно и сложены кварцем и ситовидным алуни-том. Иногда в пустотах алунит образует сноповидные агрегаты.

К-Аг абсолютный возраст вторичных кварцитов на Белой Горе составляет 22 млн лет [Пилацкий, 1978 г.]. Возраст базальтов, перекрывающих колчанскую свиту, – 36–43 млн лет [Решетько, 1996 г.]. Сами вторичные кварциты и метасоматиты цеолитовой фации не содержат золота и серебра.

Среди вторичных кварцитов Белогорского месторождения, так же как и на месторождении Красивый, отсутствуют серицит-содержащие разности. На глубине вторичные кварциты сменяются рудоносными ме-

Рис. 24. Карта гидротермально измененных пород Au-Ag месторождения Белая Гора.

1 – вторичные кварциты; 2 – монтмориллонит-цеолитовые изменения; 3 – неизменные надэкранные трахидациты; 4 – адуляр-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты; 5 – метасоматиты кварц-гидрослюдистые с примесью глинистых минералов (а) и кварц-гидрослюдистые (б); 6 – гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты кварцитовидные, 7–8 – пропилиты хлорит-карбонатные (7) и хлорит-эпидотовые (8); 9 – кварцевые метабрекчи; 10 – метасоматиты гидрослюдистые с сульфидами и прожилками кварц-адулярного состава; 11 – контуры блоков с промышленными концентрациями Au; 12 – площади с нерасчлененными гидротермалитами; 13 – границы метасоматических фаций установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – опробованные скважины; 15 – положение скважин на профиле линии; 16 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

тасоматитами, представленными гидрослюдисто-адуляр-кварцевой и гидрослюдисто-кварцевой фациями. Гидрослюдисто-адуляр-кварцевые метасоматиты на месторождении Белая Гора распространены не повсеместно. Они присутствуют лишь в верхней части разреза до отметок 120 м.

Ввиду локальности распространения адуляритов их контакт с вторичными кварцитами нигде не зафиксирован. Как правило, вторичные кварциты, минуя адуляровую фацию, контактируют непосредственно с кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Не исключено, что локальность развития адуляровой фации связана с тем, что адуляр в значительной мере заместился гидрослюдой. Наложение на адуляр тонкочешуйчатой гидрослюды типа 1М отмечается почти повсеместно. Более того, в районе карьера I, где вторичные кварциты непосредственно контактируют с метасоматитами гидрослюдистой фации, гидрослюда развивается и по диккиту.

Судя по материалам В.А.Решетько [1996 г.] адуляровая фация в отдельных случаях, минуя серицитовую зону, сменяется неизменными породами. Крупные останцы таких “неизменных” пород занимают ядерные части субинтрузивов или их приподошвенную зону. Нами был проанализирован неполный керн одной из глубоких скважин, пробуренной в центре западного субинтрузива трахидацитов (рис.25). По результатам анализа метасоматиты с наложенной адуляризацией и гидрослюдами прослеживаются до глубины 240 м. Далее они сменяются внешне свежими трахидацитами с пойкилитоподобной основной массой, в которой явно наложенный адуляр и гидрослюда отсутствуют. Вместе с тем величина отношения K_2O/Na_2O в этих породах указывает на почти полный вынос натрия и замещение его калием. Ионный обмен натрия на калий в породах происходит псевдоморфно без нарушения первичной структуры и без изменения суммы щелочей. Петрографическими свидетельствами процессов калишпатизации являются очень низкий показатель преломления калишпатового агрегата в основной массе пород и появление в переходных к адуляритам породах псевдоморфоз адуляра по вкрапленникам плагиоклаза. В скв. 191а интенсивная серицитизация и окварцевание проявились лишь на глубине 370 м в приподошвенной зоне Западного субинтрузива. Исходя из этих данных можно предположить, что большинство блоков неизменных пород, показанных на буровых профилях, представлены псевдоморфными калиевыми метасоматитами, которые вверх постепенно сменяются калиевыми метасоматитами с наложенной адуляризацией.

Кварц-гидрослюдистые породы подстилают и обрамляют с краев гидрослюдисто-адуляр-кварцевые породы и псевдоморфные ка-

+Δ -5 0 +5 -Δ

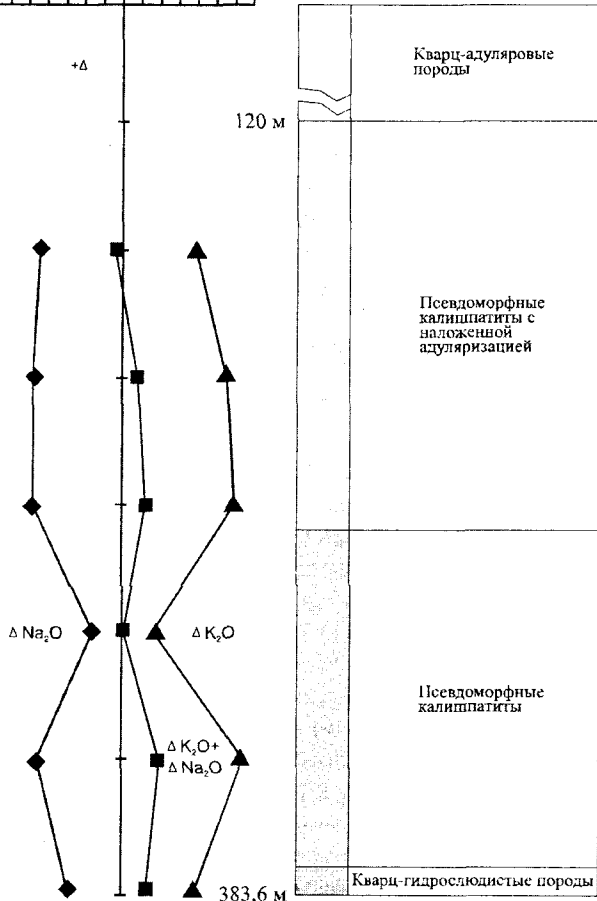


Рис. 25. Привнос-вынос K_2O и Na_2O по отношению к неизменным породам (скв. 191а месторождения Белая Гора). Δ = содержание элемента в метасоматите минус среднее содержание его в неизменной породе (K_2O – 4,78 %, Na_2O – 5,01 %)

лишпатиты и по объему явно преобладают над другими типами метасоматитов. В центральной части рудного поля в них так же, как и во вторичных кварцитах, от первичных пород сохраняются лишь тени структур. Они состоят из кварца (50–80 %) и гидрослюды (до 50 %) с примесью пирита (до 2 %). Кварц мелкозернистый халцедоновидный, насыщенный пелитоморфными включениями, с гнездами более крупнозернистого перекристаллизованного кварца. Гидрослюда так же, как и кварц, представлена двумя генерациями. Основной объем слагает тонкочешуйчатая слюда модификации 1М. В незначительном количестве (от первых процентов), иногда преобладая на нижних уровнях,

присутствует более крупнозернистая гидрослюда с высокими (до мусковитовых) цветами интерференции, которая по рентгенометрическим данным относится к типу 2M₁. Гидрослюды нередко замещаются хлопьевидными или волокнисто-перистыми чешуйчатыми слюдястыми минералами с низким показателем преломления и четким дисперсионным эффектом. По-видимому, это монтмориллонит или смешанно-слоистые минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. О.В.Русинова и Э.И.Алышева [1971] отмечают также присутствие галлуазита.

В восточной части месторождения, где гидрослюдистая фация развивается преимущественно по туфам трахидацитов, роль кварца резко снижается и породы подвергаются интенсивному выветриванию (обычно одресвлены). Фазовым рентгенометрическим анализом в них кроме слюд и супергенной каолинизации обнаружены альбит, кварц и смектиты.

Гидрослюдисто-адуляр-кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты развиты исключительно в поле кислых пород колчанской свиты и комагматичных им субинтрузивных образованиях. Базальты сизиманской свиты в пределах рудного поля подвержены интенсивной низкотемпературной пропилитизации. В непосредственной близости от пород, претерпевших гидрослюдисто-кварцевые изменения, в их узкой зоне исчезает карбонат и появляются гидрослюды.

На крайнем западном фланге Белогорской структуры (рудопоявление Заячье) в базальтах закартированы зоны окварцевания и сульфидизации с гидрослюдами и адуляром. Близкие по составу метасоматиты вскрыты среди пропилитов на участке Павловском.

Хотя с поверхности пропилитизация носит низкотемпературный характер (хлорит-карбонатная фация), на северном фланге в районе пологой залежи в подстилающих ее базальтах пропилиты, наряду с хлоритом и карбонатом, содержат альбит и эпидот.

Гидротермальные процессы на месторождении Белая Гора так же, как и на большинстве золото-серебряных месторождений, проходили в три стадии. Дорудная стадия – это описанные выше объемные метасоматические изменения пород, которые в вертикальном разрезе подразделяются на рудоносные и надрудные. Предрудная стадия – метасоматически-прожилковое окварцевание с сопутствующей адуляризацией и серицитизацией. Эти метасоматиты нами специально не изучались, но, судя по широкому развитию брекчий, продукты их достаточно полно представлены на месторождении. В рудную стадию происходило формирование кварцевых, иногда с адуляром, прожилков, образующих штотверк с гнездовым распределением рудных минералов. В отличие от

двух первых стадий прожилковое окварцевание с Au-Ag минерализацией имеет более локальное распространение. В процессе разведки были выделены два участка – Штокверк и Пологая Залежь. В центре Штокверка кварцевые прожилки и соответственно промышленные концентрации Au и Ag не опускаются ниже отметок 120 м. Это достаточно редкая сеть микропрожилков, и руды выявляются только опробованием. Руды с убогим содержанием до 1 г/т прослеживаются до глубины 300 м. Балансовые скопления руд, связанные с более густой сетью прожилков, располагались в водораздельной части до глубины 30, максимум 50 м и были выбраны карьерными выработками. Несколько иной характер окварцевания наблюдается в Пологой Залежи. Окварцевание здесь приурочено к горизонту лапиллиевых ксенотуфов трахидацитов. По цементу брекчий развился кварц с примесью серицита, а большинство обломков было замещено гидрослюдой, которая гидратировалась и превратилась в глиноподобную массу. Вследствие этого породы приобрели метабрекчиевую структуру, которая при вымывании гидратированной гидрослюды трансформировалась в кварц с ячеистой текстурой. Если в кварцевом Штокверке встречаются единичные зерна адуляра, то в Пологой Залежи адуляр отсутствует. Это хорошо согласуется с гипсометрическим положением рудных участков и их расположением относительно метасоматических фаций прерудной стадии. Штокверк с промышленными содержаниями Au локализован главным образом в зоне развития метасоматитов гидрослюдисто-адуляровой фации и лишь корнями уходит в гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты, а Пологая Залежь, располагаясь гипсометрически на 50–70 м ниже Штокверка, полностью находится в зоне развития гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов.

По данным В.В.Иванова [1997], руды месторождения Белая Гора типично убогосульфидные. Неравномерная тонкая вкрапленность рудных минералов представлена самородным золотом (электриум), пиритом, марказитом, аргентитом (акантитом), реже встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, гематит, иногда сульфоантимониты серебра и касситерит, деревянистое олово, киноварь, известны две находки самородной ртути. Вертикальная рудная зональность на Белогорском месторождении [Иванов, 1997] выражается в увеличении с глубиной пробности золота на 4–8 единиц через 10 м и Au-Ag отношения от 0,31 до 2,26. В.В.Иванов, анализируя весь комплекс данных, приходит к выводу, что наиболее верхний, уже эродированный интервал рудных зон содержал в совокупности с золото-серебряной минерализацией метакolloидные выделения касситерита (деревянистое олово), киноварь, отчасти амальгаму золота и серебра (?), даже самородную ртуть. К такому выводу автор

пришел без учета существования надрудной зоны метасоматитов и неравномерности среза Белогорского месторождения. В этом плане интересно проследить поведение геохимических ореолов в пределах рудного поля. На карте геохимических ореолов [Охрапчук и др., 1984 г.] видно, что ореолы золота, серебра и олова имеют субширотную ориентировку. Ореол золота не выходит за пределы развития рудоносных метасоматитов, ореол серебра накладывается на ореол золота, но несколько смещается на восток, в сторону выходов надрудных метасоматитов, ореол же олова практически находится в поле развития надрудных метасоматитов и пород экрана.

Изучение гидротермально измененных пород предыдущими исследователями, достаточно детальное на отдельных направлениях, сосредоточивалось главным образом на самих рудах и окolorудно измененных породах. Отсутствие целенаправленных площадных исследований не позволило им оценить структуру гидротермальной системы в целом. Неверное представление о том, что Западный субинтрузив сложен гидрослюдисто-адуляр-кварцевыми и гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами, а Восточный образован вторичными кварцитами, привело к отрицательной оценке рудоносности последнего, и поисковые работы были сосредоточены на западе рудного поля.

Приведенные материалы позволяют внести коррективы в прогнозную оценку месторождения и сделать следующие выводы:

1. На месторождении хорошо выражена вертикальная метасоматическая зональность и четкая связь Au-Ag минерализации с определенными типами метасоматитов. По этим признакам выделяются рудоносные и надрудные фации метасоматитов.

2. Пространственное распределение метасоматических фаций свидетельствует о неравномерном эрозионном срезе месторождения. Наиболее эродированы западный, северный и южный фланги. Восточный фланг сложен надэкранными неизмененными породами и метасоматитами надрудных фаций.

3. Вторично-кварцитовая залежь имеет форму пласта, полого наклоненного на восток согласно общему залеганию пород на этом фланге купола. Судя по наличию эрозионных останцов, можно полагать, что вторичные кварциты имели более широкое распространение и бронировали рудный штокверк на всем его протяжении. Развиваются вторичные кварциты не только по субинтрузивным дацитам, но и по туфам и лавам колчанской свиты.

4. Оценочные буровые работы в области развития вторичных кварцитов были проведены лишь на северном склоне горы Белая, там, где

кварциты развиты по покровным фациям. Восточный же субинтрузив оказался недоизученным. Здесь под покрывкой вторичных кварцитов можно ожидать штокверковое оруденение, аналогичное рудному штокверку Западного субинтрузива. Ожидаемая глубина оруденения около 100 м.

5. Рудопоявления Заячье, Огородное, Павловское, Аммонитное расположены в подошве колчанской свиты, гипсометрически ниже основного рудного среза месторождения Белая Гора. Для них также характерен линейный тип рудных зон и появление на глубине пропицитов с эпидот-содержащим парагенезисом. Все это позволяет рассматривать их в качестве корневых зон Белогорского рудного поля, а нижний предел промышленных концентраций золота ограничить абсолютными отметками 60–120 м.

Изотопный состав кислорода и водорода каолинита и диккита приведен в табл. 7. Рассчитанный изотопный состав гидротерм, равновесных с каолинитом, располагается (см. рис. 10) вблизи линии метеорных вод и близок к составу гидротерм месторождения Красивый.

Термобарогеохимическая картина на месторождении Белая Гора также сходна с таковой на месторождении Красивый. Для вторичных кварцитов характерны первичные и первично-вторичные жидкие и газовой-жидкие включения низкоконцентрированных водных растворов с $T_{гом} = 90–120^{\circ}\text{C}$. В низах разреза (рудоносная зона) в гидротермальных гидрослюдисто-кварцевых брекчиях (обр. 1034, 1036-2, 1063) обнаружены газовой-жидкие ($T_{гом} = 250–285^{\circ}\text{C}$), газовые и жидкие однофазовые включения. В порфиробласте адуляра основной массы брекчий первичное газовой-жидкое включение гомогенизировалось при 215°C .

4.1.3. Месторождение Утесное

Этот хорошо изученный объект [Гончаров, Еремин, 1971; Еремин, 1974; Русинов, 1989; и др.] большинством геологов рассматривается как эталон слабоэродированного Au-Ag месторождения. Настоящее описание основывается, главным образом, на исследованиях Р.А.Ерёмина [1974].

Утеснинское месторождение расположено в Центрально-Охотском районе. В тектоническом отношении это стык Арманской вулканоструктуры оседания (восточный фланг) и асимметричного Магадовено-Хасынского поднятия. Последнее сложено терригенными породами основания вулканогенного пояса, прорванными поздне меловыми интрузиями гранитоидов. Минерализация заключена в кислых вулканических породах хольчанской свиты (верхний мел) и в прорывающих их суб-

вулканических риолитах. Экраном является мощный покров порфирокластических игнимбритов ольской свиты, выполняющий Арманскую структуру.

Судя по описаниям, субинтрузив имеет блоковую форму, аналогичную субинтрузивам месторождения Красивый. Кровля субинтрузива сложена гиалоигнимбритами и имеет субгоризонтальное залегание. Боковые контакты крутые до вертикальных. Поле метасоматитов занимает площадь около 8 км². Врезами гидротермально измененные породы вскрыты на глубину 400 м.

В метасоматитах хорошо выражена вертикальная зональность (рис.26). Снизу вверх выделяются пропилитизированные андезиты, вскрытая мощность 150 м; гидрослюдисто-кварцевые породы, мощность до 300 м; диккитовые и алунитовые вторичные кварциты и монокварциты.

В кварц-гидрослюдистых с адуляром метасоматитах заключены адуляр-кварцевые жилы и прожилки с золото-серебряным оруденением.

Во вторичных кварцитах содержится вкрапленное антимонит-киноварное оруденение. В кровле субинтрузива, сложенной игнимбритами, гидротермальные изменения резко затухают.

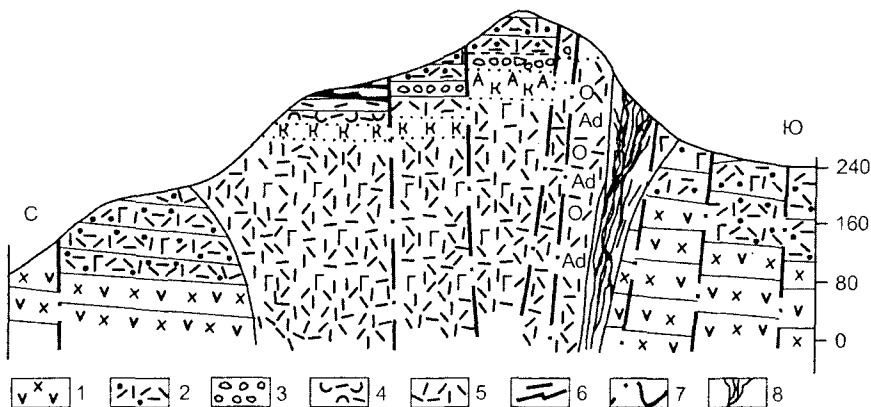


Рис. 26. Схематические геологические разрезы субвулканического тела, вмещающего жильно-штокерковые зоны месторождения Утесного.

1 – пропилитизированные андезиты; 2 – гиалоигнимбриты нижнего горизонта; 3 – вулканические брекчии; 4 – порфирокластические игнимбриты верхнего горизонта; 5 – флюидальные сферолитовые липариты; 6 – витрофиры; 7 – разрывные нарушения; 8 – рудные тела. Гидротермальные изменения кислых пород (на схеме): алунитизация (А), адуляризация (Ад), гидрослюдизация (Г), каолинизация (К), окварцевание (О)

Как и на месторождениях Красивый и Белая Гора, интенсивность пропилитизации на месторождении Утесном резко возрастает в пределах рудной зоны, что свидетельствует, по меньшей мере, об унаследованном развитии пропилитизации и аргиллизации, а скорее всего – об их синхронности. В непосредственном контакте кварц-гидрослюдистых пород со вторичными кварцитами отмечается подзона, обогащенная гидроокислами железа.

Вторично-кварцитовая залежь делится на нижнюю кварц-каолинитовую и верхнюю – кварц-алунитовую подзоны. На флангах алунитовая фация постепенно сменяется кварц-каолинитовой. Монокварциты занимают верхнюю часть залежи [Русинов, Русинова, 1977]. Глинистые минералы, как и на месторождении Красивом, характеризуются всеми переходами от крупнотаблитчатых, хорошо ограненных зерен к дисперсным каолинитовым агрегатам.

Рудные тела месторождения Утесного состоят из многочисленных простых и ветвящихся прожилков и отдельных невыдержанных по простиранию и падению жил. По падению зоны прожилков переходят в невыдержанные линзовидные или параллельно-зальбандовые жилы, а к поверхности они сменяются участками сетчатого или сплошного окварцевания.

Распространенным морфологическим типом рудных тел являются минерализованные брекчии. На фотографиях брекчий, приведенных в [Еремин, 1974], хорошо видна трехстадийность метасоматических процессов, аналогичная проявленной на месторождениях Красивый, Прогнозный и др.

4.1.4. Карамкенское месторождение

Карамкенское месторождение занимает сходную тектоническую позицию с Утеснинским месторождением. Оно расположено на продолжении Магдовено-Хасынского поднятия. Само рудное поле, по данным [Скипина и др., 1990 г.], приурочено к тектоно-субинтрузивному купольному поднятию, осложненному центральной просадкой кальдерного типа. Субвулканические тела дацитов и эруптивных брекчий, вмещающих рудные тела, структурно оформляют северный кольцевой фланг кальдерной просадки.

Породы в пределах рудного поля и на обрамлении подвержены площадной пропилитизации эпидот-хлоритовой фации на нижних уровнях, и хлорит-карбонатной фации – на верхних [Русинов, 1989] (рис.27).

Околорудные метасоматиты представлены адуляр-кварцевыми породами, фронт которых расширяется вверх, и серицитизированными –

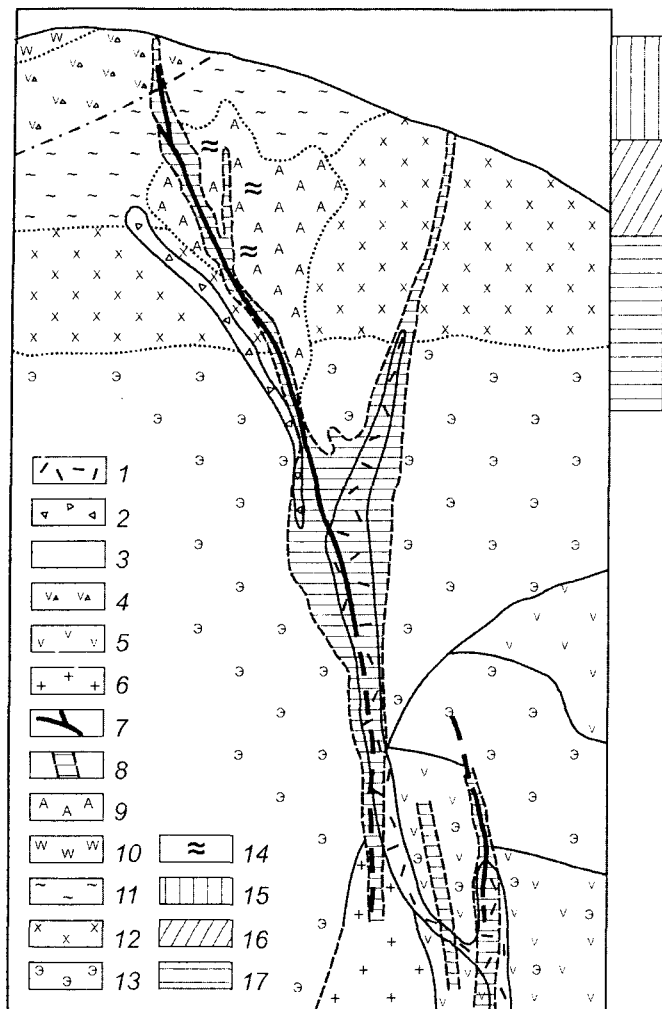


Рис. 27. Схематический геологический разрез Карамкенского месторождения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе по данным В.Л. Русинова [1989].

1 – субвулканические липариты; 2 – эксплозивные брекчии; 3 – дайки; 4 – туфобрекчии; 5 – андезиты; 6 – гранодиорит-порфиры; 7 – кварцевые жилы; 8 – зоны интенсивной серицитизации; 9 – зоны адуляризации; 10 – каолиновые и алунитовые кварциты; 11 – зона гидрослюдизации; 12 – кальцит-хлоритовые пропилиты; 13 – эпидот-хлоритовые пропилиты; 14 – ритмично-полосчатые кварц-адуляровые агрегаты; 15–17 – рудные зоны: 15 – золото-канфильдит-фрейбергит-халькопиритовая, 16 – золото-пирит-сфалеритовая, 17 – галенит-канфильдитовая

вдоль рудных зон. Вторичные кварциты дикиитовой и алунитовой фаций сохранились лишь на наименее эродированных участках рудного поля в виде останцов некогда более протяженной залежи. Весьма характерно, что вторичные кварциты в разрезе отделены от рудоносных метасоматитов горизонтом андезитов, которые одновременно слагают кровлю субинтрузии дацитов, а между слабоизмененными андезитами и адуляровой фацией располагается зона кварц-гидрослюдистых метасоматитов, отнесенных, судя по рисовке в [Русинов, 1989], к площадным изменениям.

4.1.5. Месторождение сопки Рудной

Месторождение расположено в Чукотской части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Оно приурочено к краю полого залегающего покрова, сложенного риолитами, их туфо-лавами и туфами. Покров осложнен субширотным разломом, по которому его южная часть поднята на 100–120 м [Сидоров, 1966] (рис. 28). Породы в районе месторождения интенсивно изменены с хорошо выраженной вертикальной зональностью. Самую верхнюю часть сопки Рудной образует покров стекловатых риолитов, играющий роль экрана. Ниже породы на глубину 150–200 м превращены в каолиновые кварциты (тонкая смесь каолинита, гидрослюд и кварца) и мономинеральные каолиниты (см. рис. 28). В средней и, особенно, в нижней частях каолиновой зоны отмечается значительное количество пирита, марказита и антимонита, а также сульфатов железа (алуноген, фиброферрит и др.).

Почти на одном уровне с зоной каолинизации зафиксирована подзона цеолитизации (иногда совместно с карбонатом). Участки, не замещенные цеолитами, полностью каолинизированы. Мощность цеолитовой подзоны не превышает 100–150 м, ниже располагаются кварц-гидрослюдистые с адуляром метасоматиты. Адуляризация зафиксирована в интервале от 50 до 200 м. Наибольшее распространение получили серицит-кварцевые изменения, мощность их в целом 250–300 м. С глубиной кварц-серицитовые изменения локализуются исключительно вдоль кварцевых и халцедон-кварцевых жил, сменяясь альбитизированными с карбонатом, пиритом, кварцем, реже эпидотом, пропицитизированными породами.

Жилы и прожилки с марказит-антимонитовой и антимонитовой минерализацией концентрируются преимущественно в каолиновой зоне, а с золото-пираргиритовой минерализацией — в адуляровой подзоне.

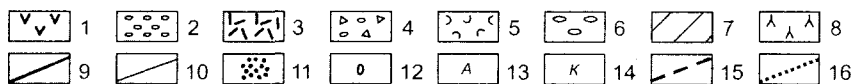
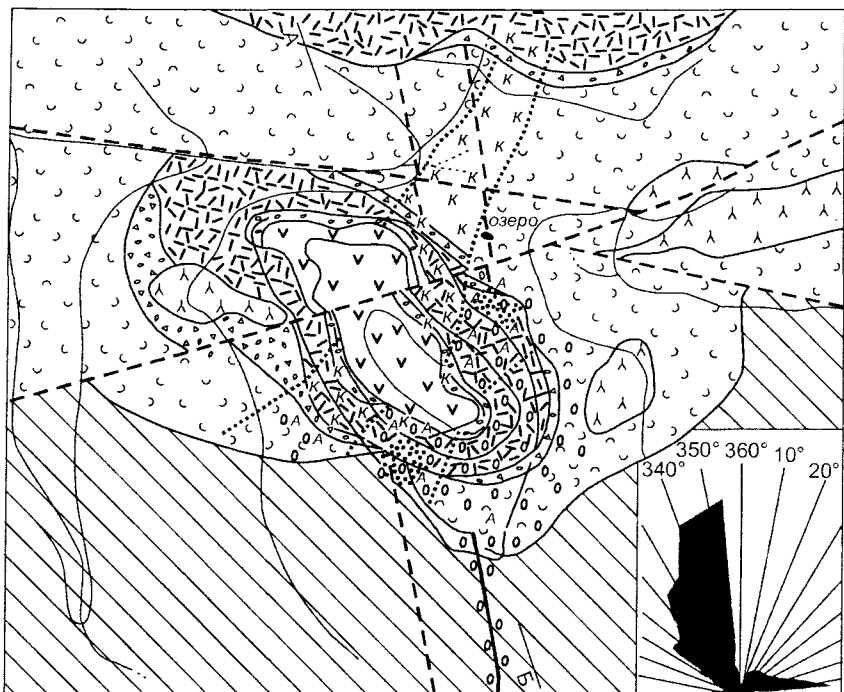


Рис. 28. Схема геологического строения сопки Рудной по данным А.А. Сидорова [1966].

1–6 – вулканогенные толщи верхнего мела: 1 – верхний витрофиристо-липаритовый покров; 2 – горизонт туфоконгломератов; 3 – туфо-липарито-игнимбритовая толща; 4 – горизонт конгломератов с рыхлым песчано-туфовым цементом; 5 – липарито-туфогенная толща; 6 – горизонт базальных конгломератов (мощности конгломератовых горизонтов на карте утрированы); 7 – песчано-сланцевая толща карнийского яруса (направление штриховки по простиранию пород); 8 – субвулканические трахиандезиты, андезито-базальты верхнего мела–палеогена; 9 – арсенипирит-кварцевая жила; 10 – антимонит-кварцевая жила; 11 – участки развития кварцевых прожилков и метасоматических образований с вкрапленностью сульфосолей серебра и золота; 12–14 – гидротермальные изменения: 12 – окварцевание, 13 – адуляризация, 14 – каолинизация; 15 – разрывные нарушения; 16 – границы рудоносных зон прожилково-вкрапленного характера. I – зона сурьмяного оруденения и каолинизации; II – зона золото-серебряного оруденения и адуляризации

В целом надрудные каолинизированные породы месторождения можно рассматривать как недоразвившиеся вторичные кварциты с одной диккитовой фацией, которая быстро сменяется каолинитовыми аргиллизитами, а затем кварц-гидрослюдисто-адуляровыми метасоматитами. Цеолитизированные породы, располагающиеся на одном уровне с вторичными кварцитами, относятся, по-видимому, к площадным изменениям.

4.1.6. Балейские месторождения

Геологическая позиция Балейской группы месторождений в Забайкалье во многом отличается от позиции месторождений в окраинно-континентальных поясах тем, что они формируются среди терригенных толщ в опустившемся блоке земной коры. Тем не менее зональности гидротермально измененных пород в них во многом схожи [Русинов, Русинова, 1977]. Общая схема зональности (снизу вверх, рис. 29) имеет вид: 1 — кварц-карбонат-хлоритовые пропилиты по вулканитам, подстилающим континентальные осадки; 2 — зона аргиллизации, сложенная кварц-гидрослюдистыми породами с карбонатом (мощность до 150 м, вдоль трещин до 600 м и более); 3 — зона выщелачивания с подзонами: внизу — кварц-каолинитовая (мощность до 15 м), сверху — реликтового кварца; 4 — монокварциты (мощность до 22 м).

Мощность верхней кварц-каолинитовой залежи невелика, отсутствует алунитовая фация, но в целом по составу и геологическому положению аналогия этих пород со вторичными кварцитами очевидна.

4.2. Вторичные кварциты золото-серебряных месторождений кислотно-сульфатного (высокосульфидизированного) типа

Некоторые эпитермальные золото-серебряные месторождения, такие как Голдфилд, Саммитвилл, Рэд Маунтин и другие, тесно связаны с кислотно-измененными породами и были выделены в особый тип. Почти все они открыты в Андийских Кордильерах в конце 70-х—80-х годов. Авторы, [Heald et al., 1987] впервые подразделили эпитермальные золото-серебряные месторождения на адуляр-серицитовый и кислотно-сульфатный типы. Позднее появились многочисленные публикации, посвященные сравнительной характеристике этих месторождений. На востоке России многочисленные золото-серебряные месторождения представлены исключительно адуляр-серицитовым типом. Наиболее широко кислотно-сульфатный тип золото-серебряных месторождений

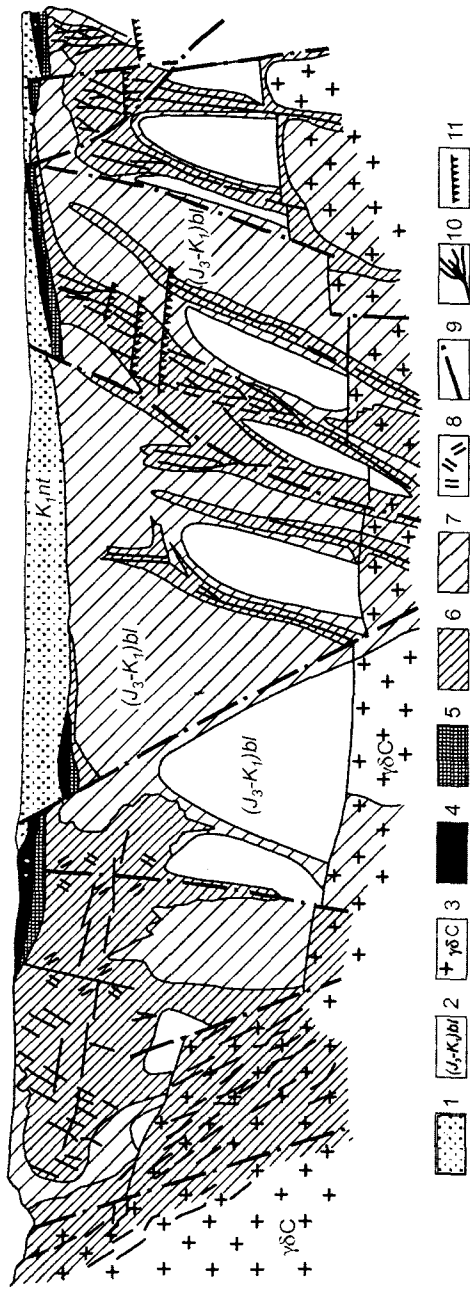


Рис. 29. Схематический геологический разрез через Балейское рудное поле (составили В.Д. Пампура, О.В. Русинова, В.Г. Хомич, Русинова, Русинов, 1977).

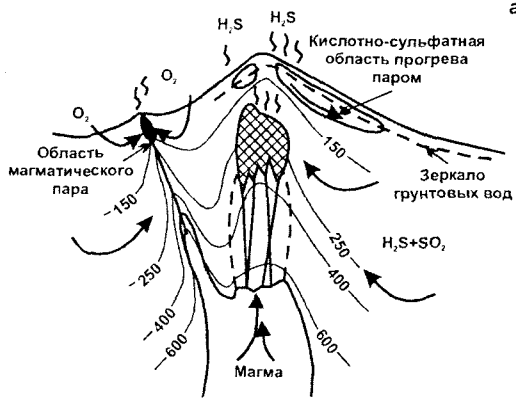
1 — новотроицкая свита (преимущественно песчаники); 2 — балейская серия (конгломераты и песчаники); 3 — гранитоиды ундинского комплекса; 4 — монокварциты; 5 — каолинит-кварцевые породы; 6 — регионально-аргиллизированные породы; 7 — околожилльные аргиллизированные породы; 8 — прожилковое окварцевание; 9 — разрывные нарушения; 10 — кварцевые жилы; 11 — пологие межпластовые зоны смятия. Дополнительные пояснения см. в тексте

представлен в Чилийских Андах. Половина золоторудных месторождений Чили принадлежит к этой категории. Их структуры варьируют от жильных систем и метабрекчий до сложных штокверковых систем и вкрапленных зон. По запасам золота (от 10 до 140 т) они выгодно отличаются от месторождений адуляр-серицитового типа [Sillitoe et al., 1991]. Занимая одинаковую тектоническую позицию, эти типы месторождений существенно различаются по минералогическому составу руд и околорудно измененных пород.

В рудах месторождений высокосульфидизированного типа присутствуют парагенезисы сульфидов с элементами в высокоокисленном состоянии (As^{5+} , Sb^{5+} , Te^{4+} , Cu^{2+}): энаргит, люцит, голдфилдит. В связи с высокой окисленностью соотношение сера/металл в них тоже высокое, отношение $Ag/Au < 1:1$, а $Cu/Au \leq 100:1$. Околорудно измененные породы характеризуются наличием кварц-каолинит-алунитового парагенезиса минералов, типичных для формации вторичных кварцитов.

В отличие от кислотно-сульфатного типа, золото-серебряные месторождения серицит-адулярового типа содержат сульфиды элементов пониженной валентности (As^{3+} , Sb^{3+} , Te^{2-} , Cu^{+}) и, соответственно, в них ниже отношение сера/металл [Heald et al., 1987; White, Hedenquist, 1995; Русинов, в кн. Метасоматизм..., 1998]. В кислотно-сульфатном типе золото-серебряных месторождений отсутствует адуляр, типоморфный для месторождений серицит-адулярового типа.

Минеральный состав месторождений кислотно-сульфатного типа свидетельствует о высокой окисленности флюида и высокой активности серы. Причины высокой окисленности флюидов высокосульфидизированных месторождений недостаточно ясны. Большинство исследователей объясняют данный феномен более тесными связями этого типа месторождений с магматизмом (рис. 30). Эта связь проявлена в том, что отложение высокосульфидизированных руд происходит с незначительным разрывом ($< 0,5$ млн лет, а в серицит-адуляровых — > 1 млн лет,) по времени от формирования вмещающих пород и в центральных частях купольных структур, непосредственно над порфировыми интрузиями [Heald et al., 1987]. Магматический очаг, по мнению этих авторов при этом находится в окислительных условиях, что определяет отделение магматической серы в форме H_2S и SO_2 . Сернистый газ, реагируя с грунтовыми водами, создает кислую среду, а сероводород способствует обильному образованию сульфидов. Эта модель не лишена как физико-химических, так и геологических противоречий. Большинство золото-серебряных месторождений серицит-адулярового типа так же, как и месторождения сульфидизированного типа располагаются в риолит-дацито-



8

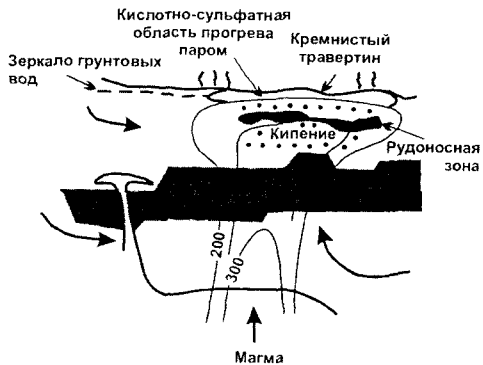
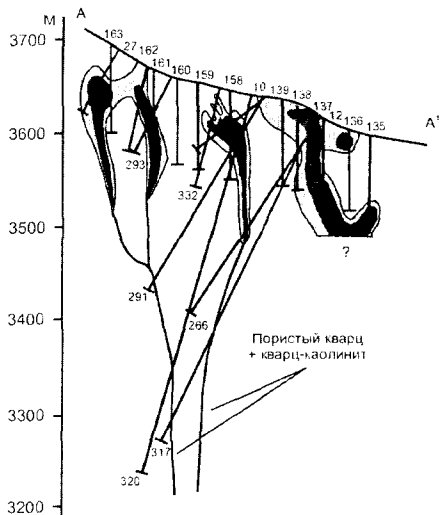
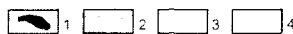


Рис. 30. Схема, показывающая различие между “высоко- и низкосульфидизированными” обстановками эпитермальных золоторудных месторождений по данным White, Hedenquist [1995]. Цифры на кривых – изотермы, °С

вых купольных структурах и тесно связаны с породами магнетитовой серии, формирующихся при высокой фугитивности кислорода [Мишин, 1995]. Главная особенность высокосульфидизированного типа заключается в том, что рудоносные жилы обрамляются алунитизированными породами, иногда с серицитом и пиррофиллитом, реже с диаспором, которые на удалении сменяются каолинизированными породами, переходящими в пропилиты (рис. 31). Сами алунитизированные породы безрудны, но иногда мономинеральные скопления алунита содержат повышенные содержания золота. Заметим, что высокая корреляция золота с алунитом отмечается на большинстве месторождений вторичных кварцитов. Отмечается так же, что алунитизация предшествует рудоот-



100 м



Пористый кварц
+ кварц-каолинит

Рис. 31. Распределение основных типов измененных пород на месторождении Саммитвилл [Stoffregen, 1987].

1 – тела кавернозного кварца, 2 – недифференцированные кварц-алунит-каолинитовые изменения, 3 – глинистые изменения, 4 – свежие породы

ложению [Albino, 1994]. Вместе с тем иногда наблюдаются случаи пересечения золотоносных зон жилами крупнозернистого безрудного алунита, содержащего, в отличие от раннего алунита, не сульфиды, а гематит [Sillitoe, 1991].

Околорудные высокоглиноземистые кварциты (advanced argillic alteration) в слабоэродированных месторождениях, таких как Тамбо (Tambo) и Лакойпа (Lacoipa), на верхних уровнях как бы соединяются с горизонтально залегающими вторичными кварцитами кристобалит-алунитового состава. Эти безрудные, большей частью рыхлые породы, по мнению [Sillitoe, 1991], образовались у палеоводного зеркала путем кислотного выщелачивания вмещающих пород нагретыми грунтовыми водами. Вслед за этим автором многие исследователи вулканогенного рудообразования порфировой системы [Heald et al., 1987; White, Hedenquist, 1995] рассматривают эти горизонтальные залежи окремненных и алунитизированных пород как результат вулканической деятельности и как маркер палеоводного уровня вне связи с образованием конкретных месторождений.

4.3. Вторичные кварциты гидротермальных полиметаллических месторождений

Количество слабоэродированных гидротермальных полиметаллических месторождений, связанных с вулканическими и субвулканическими породами, невелико. В качестве примера подобных месторождений рассмотрим барит-полиметаллические месторождения Закарпатья.

Хорошо выражена вертикальная метасоматическая зональность на Береговском и Беганьском барит-полиметаллических месторождениях. На этих месторождениях верхнюю часть метасоматической колонки образует пластообразная залежь вторичных кварцитов, в которой сверху вниз выделяются монокварцевая, алунитовая, алунит-каолинитовая и каолинитовая фации [Волостных, 1972]. Ниже вторичных кварцитов на уровне барит-полиметаллических жил располагается зона рудоносных метасоматитов (рис. 32). На Береговском месторождении среди рудоносных метасоматитов от периферии к центру выделяются подзоны: монтмориллонитовая, каолинитовая, каолинит-гидрослюдистая, адуляр-гидрослюдистая и кварц-адулярная.

На Меднеульском барит-полиметаллическом месторождении в Южной Грузии наблюдается сверху вниз смена вторичных кварцитов кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами. Параллельно происходит смена барит-свинцово-цинковых руд медно-сульфидными [Гогшвили, Аревадзе, 1972]. Из этих примеров видно, что в целом зональность гидротермалитов на полиметаллических месторождениях очень близка к зональности золото-серебряных месторождений, отличаясь только большим развитием алунитовой фации и ограниченным развитием адуляризации.

4.4. Вторичные кварциты и зональность гидротермально измененных пород на медно-молибден-порфириновых и колчеданных месторождениях

Си-Мо-порфириновые месторождения распространены преимущественно в орогенных вулканических поясах в связи с магнетитовой серией вулканических и субвулканических пород. В отличие от золото-серебряных и полиметаллических месторождений, руды медно-молибден-порфиривого типа обнаруживают более тесные связи с гипабиссальными гранитоидами и, особенно, с субвулканическими интрузиями порфиривого типа.

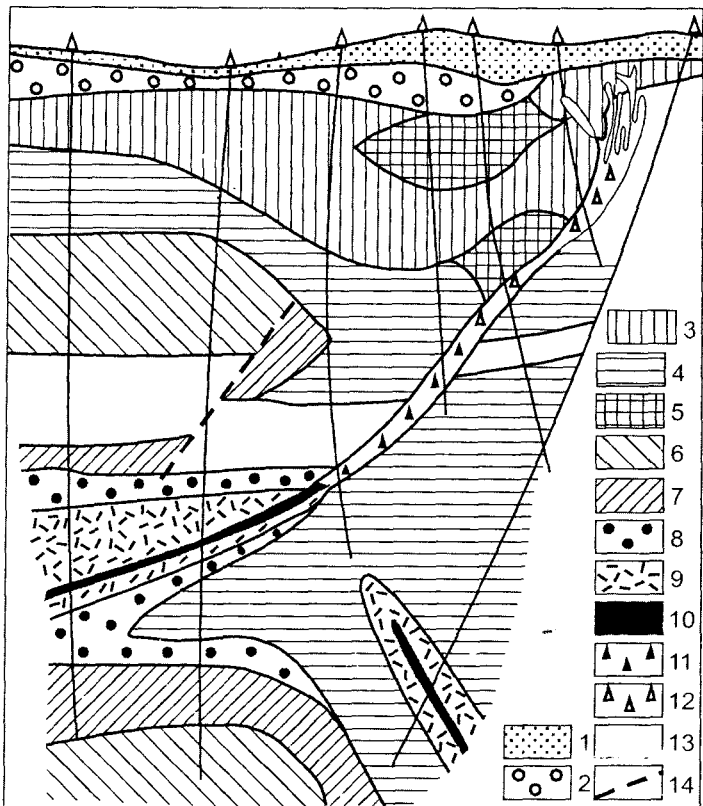


Рис. 32. Схематический геологический разрез измененных туфов Беганьского полиметаллического месторождения по [Волостных, 1972].

1 – делювий; 2–9 – зоны измененных пород: 2 – монокварцевая, 3 – окварцованных пород с алунином, 4 – каолинизированных и окварцованных пород, 5 – окварцованных, каолинизированных и алунизированных пород, 6 – монтмориллонитовая, 7 – каолинит-хлоритовая, 8 – каолинит-гидрослюдаистая, 9 – гидрослюдаисто-хлоритовая; 10–12 – жилы: 10 – полиметаллические, 11 – барит-полиметаллические, 12 – баритовые; 13 – осадочные аргиллиты; 14 – разрывные нарушения

На большинстве Cu-Mo-порфировых месторождений метасомати-ты образуют обширные поля с хорошо выраженной горизонтальной и вертикальной зональностями. Выделяются ортоклазовая, кварц-серицитовая, аргиллизитовая и пропилитовая зоны.

Характерную группу составляют порфировые месторождения, вмещающими породами для которых наряду с гранитоидами являются вул-

канические и субвулканические породы кислого состава. В таких месторождениях, наряду с перечисленными метасоматитами, широкое развитие получили вторичные кварциты, слагающие верхнюю часть гидротермальной колонны. Примером развития вторичных кварцитов в связи с порфировым типом оруденения являются Казахстанские медно- и медно-молибден-порфировые месторождения.

4.4.1. Месторождение Коунрад

Расположено в зоне контакта крупного многофазного позднепалеозойского Коунрад-Бектаутинского плутона (Центральный Казахстан) с терригенными и вулканогенными образованиями девон-карбонového возраста. Непосредственно рудное поле сложено гранодиорит-порфирами и субвулканическими риолитами. Материалы по взаимоотношениям гранодиорит-порфиров с риолитами в силу сильной измененности пород противоречивы. К.С. Газизова [1957] считает, что риолиты слагают кольцевой экструзив, прорывающий гранодиорит-порфиры, а Н.И. Наковник [1968] обосновывает более древний возраст риолитов. На всю изученную глубину (400 м) породы интенсивно изменены. С поверхности они представлены почти исключительно вторичными кварцитами, образующими поле площадью 10 км² [Наковник, 1968]. В вертикальном разрезе это пологая залежь с килевидными углублениями до 400–500 м вдоль кольцевой дайки риолитов (рис. 33). Вторичные кварциты представлены преимущественно серицитовой и андалузитовой фациями, менее распространены алунит, диаспор, пирофиллит и корунд. Андалузитовые и корундсодержащие разности распространены в основном по риолитам, тяготея к контакту штока гранодиорит-порфиров. По гранит-порфирам развиваются серицитовые кварциты с редкой примесью высокоглиноземистых минералов. Во всех разностях вторичных кварцитов в качестве аксессуарных присутствуют пирит и рутил, встречаются барит, топаз, диккит и дюротьерит. Для вторичных кварцитов, развивающихся по гранодиорит-порфирам, характерен штокверк тонких ветвящихся прожилков кварца мощностью от долей миллиметра до 3–5 см. В пологой части залежи хорошо выражена вертикальная зональность метасоматитов (рис. 34). Крупнозернистые, слегка порфировидные гранодиориты вверх постепенно сменяются невадитовыми гранодиорит-порфирами. При этом роговая обманка и биотит замещаются вторичным мелкочешуйчатым биотитом, хлоритом, рутилом и пиритом, магнетит переходит в пирит, а плагиоклазы замещаются альбитом, эпидотом, серицитом и, иногда, карбонатом. Еще выше развивается серицит с глинистыми минералами и, далее вверх, залегают нормальные сери-

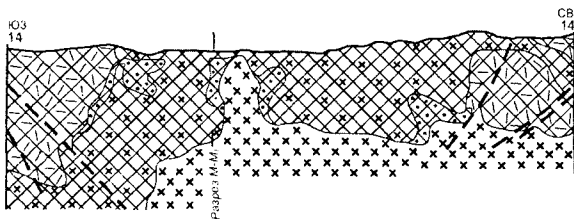
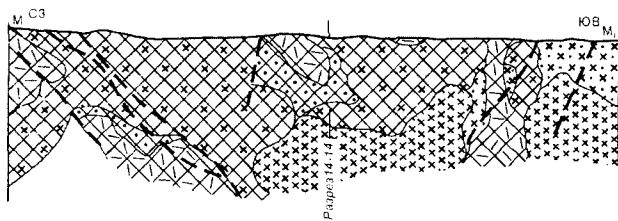
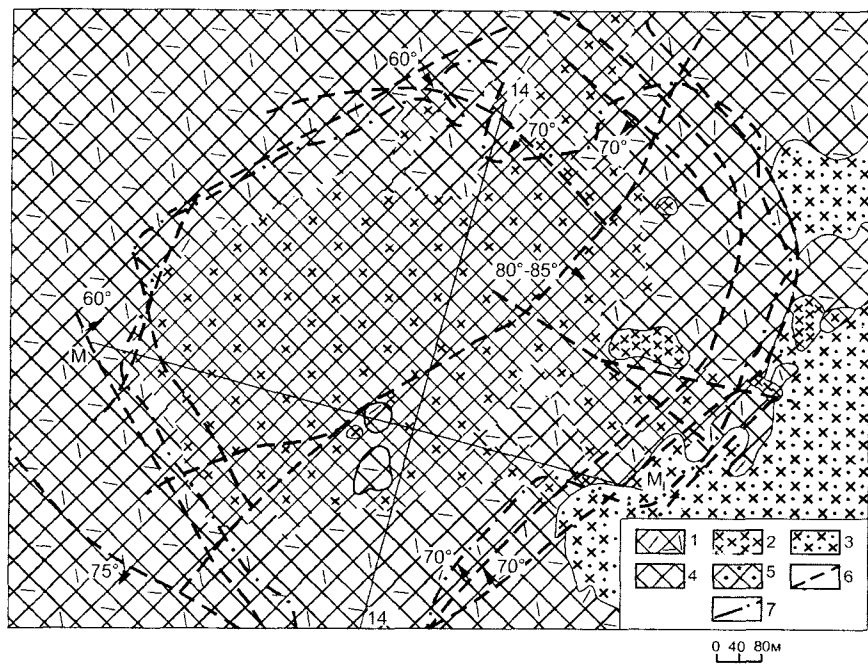


Рис. 33. Геологическая карта и разрезы месторождения Коунрад по данным К.С. Газизовой [1957].

1 – вторичные кварциты по риолитам; 2 – неизменные гранодиорит-порфиры; 3 – каолинизированные гранодиорит-порфиры; 4 – вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам; 5 – каолиновые вторичные кварциты; 6 – тектонические нарушения; 7 – контур максимального распространения халькозиновых руд



Рис. 34. Схематический поперечный разрез через Северный Коунрад и его меднорудное тело по данным Н.И. Наковника [1958].

1 – риолиты; 2 – серицитовые вторичные кварциты по риолитам; 3 – зона развития андалузита, корунда, диаспора, диккита и алунита; 4 – серицитовые вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам (зона рассеянного халькопирита); 5 – зона гидротермальной аргиллизации; 6 – пропилитизированные гранодиорит-порфиры; 7 – порфиридные гранодиориты. Вертикальный масштаб профиля увеличен

цитовые кварциты, а по риолитам – их андалузитовые разности [Наковник, 1968].

Промышленное меднорудное тело, представленное, в основном, халькозином и ковеллином, расположено в апикальной части штока гранодиорит-порфиров, между стенками кольцевой дайки риолитов. Оно образовалось за счет окисления первичных руд, представленных пиритом, халькопиритом, энаргитом, борнитом, молибденитом, теннантитом, тетраэдритом, галенитом и марказитом. В хвостовой части рудного тела общее содержание сульфидов уменьшается, но возрастает роль первичных минералов. Скважины глубиной 400 м на Коунрадском месторождении не вышли из зоны развития первичных руд и серицитизированных гранит-порфиров [Газизова, 1957]. Оруденение большей частью накладывается на серицитовые кварциты, развивающиеся по гранодиорит-порфирам, захватывая частично соприкасающиеся с ними окварцованные риолиты, но на удалении от контакта быстро затухает.

4.4.2. Месторождения Карабас, Южное Бешоки, Кояндышское и Сокуркойское

В пределах месторождения Карабас на поверхности и до глубины 125 м обнажены диаспор-серицитовые вторичные кварциты. Диккит-

серицитовые кварциты развиты на глубинах 100–300 м, алунит-серицитовые – 200–300 м. Последние с глубиной сменяются кварц-серицитовыми породами. Самая глубокая скважина (409 м) не вышла из серицитовых кварцитов [Гаврикова, Юдин, 1966].

Основные концентрации меди и молибдена на месторождении Карабас приурочены к диккит-серицитовой, алунит-серицитовой и низам диаспоровой фаций. Штокверк первичных медно-молибденовых руд представлен одним рудным телом, имеющим форму конуса, погружающегося вершиной на глубину.

Во многом сходная метасоматическая зональность наблюдается на других медно-молибден-порфировых месторождениях Центрального Казахстана, таких как Южное Бесшоки (рис. 35), Кояндышское и др. На всех перечисленных месторождениях ортоклазовые метасоматиты не вскрыты или проявлены очень слабо.

В пределах Сокуркойского медно-порфирового месторождения, расположенного в Северо-Западном Прибалхашье (рис. 36), вертикальная зональность гидротермально измененных пород по данным [Пучков и др., 1970] представлена сменой снизу вверх калишпатизированных пород серицитовыми, алунитовыми, диккитовыми кварцитами и, наконец, пропилитами (породы экрана).

На месторождении проявились две стадии минералообразования. К первой относится образование вторичных кварцитов площадного типа при температурах 280–300°С, которое начинается с формирования кварц-

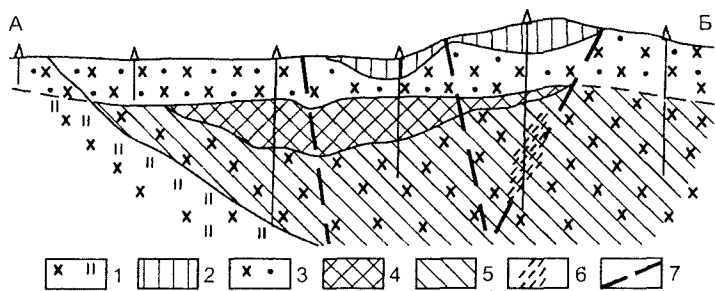


Рис. 35. Поперечный разрез медно-молибден-порфирового месторождения Южное Бесшоки по данным В.В.Колесникова, А.М.Смирнова [1971]. 1 – пропилитизированные гранодиориты; 2 – диаспоровые кварциты; 3 – каолинизированные и лимонитизированные серицитовые кварциты (зона выщелачивания); 4 – зона вторичного сульфидного обогащения; 5 – серицитовые кварциты по гранодиоритам со штокверковым сульфидным оруденением (зона первичных руд); 6 – зоны интенсивного развития кварц-сульфидных и сульфидных прожилков; 7 – тектонические нарушения

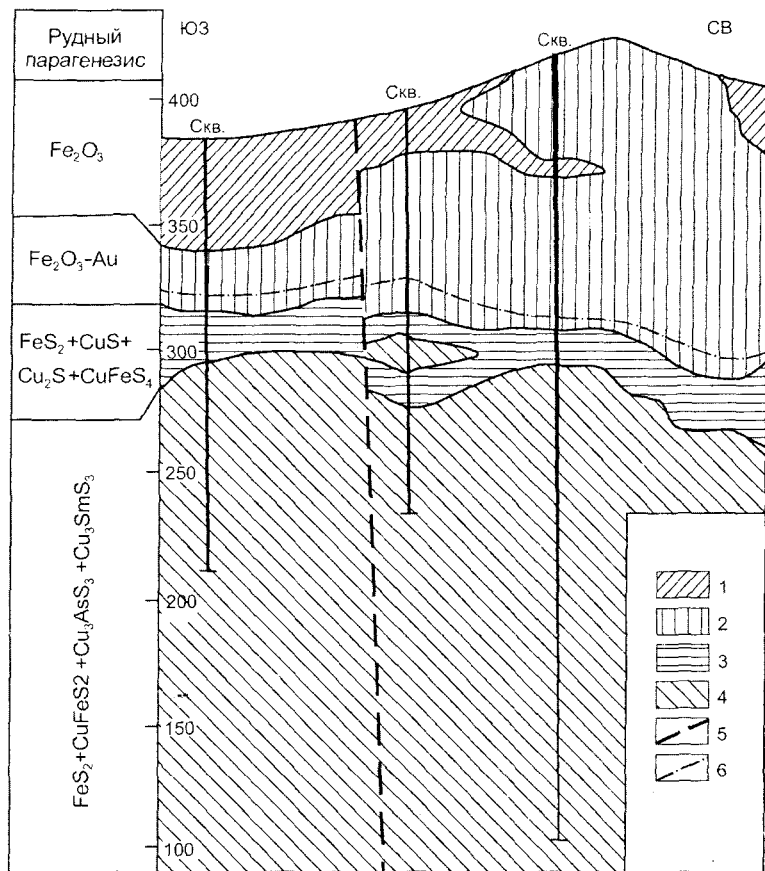


Рис. 36. Схема вертикальной зональности вторичных кварцитов и оруденения на Сокуркойском месторождении по данным Е.В.Пучкова и др. [1970].

1–4 – вторичные кварциты: 1 – диккитовые, 2 – алунитовые, 3 – алунит-серицитовые, 4 – серицитовые; 5 – тектонические нарушения; 6 – контур распространения первичных руд

серицитовых разностей, слагающих глубинные части массива. Вероятно, к этой же стадии относится кристаллизация незначительного количества диаспора. Вторая стадия представлена в основном прожилковой генерацией. С нею связаны монокварцевые тела и прожилки алунита и диккита. Зуниит имеет подчиненное распространение, его образование растянуто

во времени. На северном фланге месторождения оруденение начинается с глубины 10–30 м, на южном – с глубины 74–125 м.

Зоны окисления и цементации отсутствуют. Подчеркнем, что на поверхности обнажаются слегка лимонитизированные алунитовые кварциты с небольшими участками диккитовых разностей. В них отмечен тонкопластинчатый гематит в тесных сростаниях с алунитом. Сульфиды (в том числе пирит) не зафиксированы, сульфидная минерализация начинается ниже указанных глубин и прослеживается до глубины 300–350 м. Нижняя граница распространения сульфидов не установлена. Повышенные содержания золота контролируются кварцевым штокверком в алунитовых кварцитах.

Для южного фланга месторождения характерны слепые первичные руды, приуроченные к серицитовым и серицит-алунитовым вторичным кварцитам, сменяющимся к поверхности безрудными алунитовыми кварцитами с гематитом.

4.4.3. Кураминская металлогеническая зона

В Средней Азии, так же как и в Центральном Казахстане, широко представлены медно-молибден-порфиновые месторождения, но с несколько иной метасоматической зональностью. Так, в Алмалыкском рудном районе среди метасоматитов по данным [Викторов и др., 1971] выделяются следующие зоны: 1) – внутренняя I – кварц-ортоклазовая (глубинная); 2) – внутренняя II – кварцевая (образует надрудную шляпу); 3) – промежуточная I – кварц-серицитовая; 4) – промежуточная II – кварц-серицит-биотит-хлоритовая; 5) – внешняя – альбит-эпидот-карбонат-хлоритовая.

Монокварциты и серицитовые кварциты на месторождениях Алмалыка безрудны и отличаются отсутствием высокоглиноземистых минералов. В них эпизодически отмечается лишь алунит, но в ряде случаев, например, в обрамлении Кальмакырского месторождения, известны вторичные кварциты с алунитом, пирофиллитом и диаспором [Медно-порфиновые..., 1974]. Из этих данных можно заключить, что отсутствие высокоглиноземистых кварцитов на медно-молибден-порфиновых месторождениях Кураминской зоны, возможно, связано с их глубоким эрозионным срезом.

Максимально прослеженная глубина оруденения в медно-молибден-порфиновых месторождениях Кураминской зоны составляет 1200 м, оптимальная – 500–700 м [Голованов, 1971].

4.4.4. Кабанское колчеданное месторождение

Высокоглиноземистые метасоматиты, близкие по минералогическому составу вторичным кварцитам медно-молибден-порфировых месторождений, описаны на Кабанском (Средний Урал) колчеданном месторождении [Логоинов, 1951]. Здесь они с одной, иногда с двух сторон обрамляют субвертикально залегающие колчеданные залежи. Встречены следующие разновидности метасоматитов (вторичных кварцитов): 1 – корунд-андалузитовые; 2 – диаспор-андалузитовые; 3 – пирофиллит-диаспоровые; 4 – зуннит-диаспоровые; 5 – серицит-зуннитовые; 6 – зуннит-кварцевые; 7 – топаз-кварцевые; 8 – топаз-серицитовые; 9 – флюорит-кварцевые; 10 – флюорит-серицитовые; 11 – серицит-кварцевые. Вмещающие породы, преимущественно вулканогенные, интенсивно рассланцованы и смяты в складки с крутыми углами залегания, вследствие чего восстановить первичные структурные соотношения вторичных кварцитов с рудами затруднительно.

4.5. Вторичные кварциты месторождений с литофильной минерализацией

Как уже отмечалось, вторичные кварциты распространены почти исключительно в районах распространения магматических пород магнетитовой серии в ассоциации с рудами халькофильной специализации. Единственным известным исключением из этого правила являются Боливийские олово-серебряные месторождения. Они ассоциируют обычно с риодацитовыми куполам, которые относятся к восстановленным вулканическим породам ильменитовой серии [Sugaki et al., 1988].

Структурные соотношения вторичных кварцитов с рудоносными метасоматитами рассмотрены на примере слабо эродированных месторождений Рика, Рулакайо и Тасна [Sillitoe et al., 1998].

На месторождении Рико вторичные кварциты (lithocaps) обнажены на площади 1 км² (рис. 37, а). Верхние 250 м залежи сложены пористым кварцем, содержащем основные запасы серебра. Монокварциты подстилаются кварц-диккитовыми метасоматитами мощностью 150 м с примесью пирофиллита в основании залежи. Ниже диккитовых кварцитов расположена зона кварц-серицитовых пород, сменяющихся на глубине кварц-турмалиновыми метасоматитами. Те и другие включают полиметаллические жилы. По восстановлению жилы приобретают халцедон-баритовый состав и пересекают нижнюю часть кварцитовых залежи.

На месторождении Пулакайю (рис. 37, б) сохранился лишь фрагмент вторично-кварцитовой “шляпы” мощностью 40 м, хотя килевидные углубления вдоль разломов прослеживаются до глубины 300 м. Вторичные кварциты представлены алунитовой разновидью с незначительной примесью пирофиллита. Большая часть риодацитового купола испытала хлоритизацию и локально – серицитизацию. Основные запасы серебра связаны с мощной сульфидной жилой, залегающей в основании купола.

На месторождении Тасна вторичные кварциты ассоциированы не с риолитовым субвулканическим куполом, а серией даек и дайковидных порфировых интрузий, прорывающих осадочные породы (рис. 37, в). На глубинах 200 м и ниже осадочные породы превращены в кварц-тур-

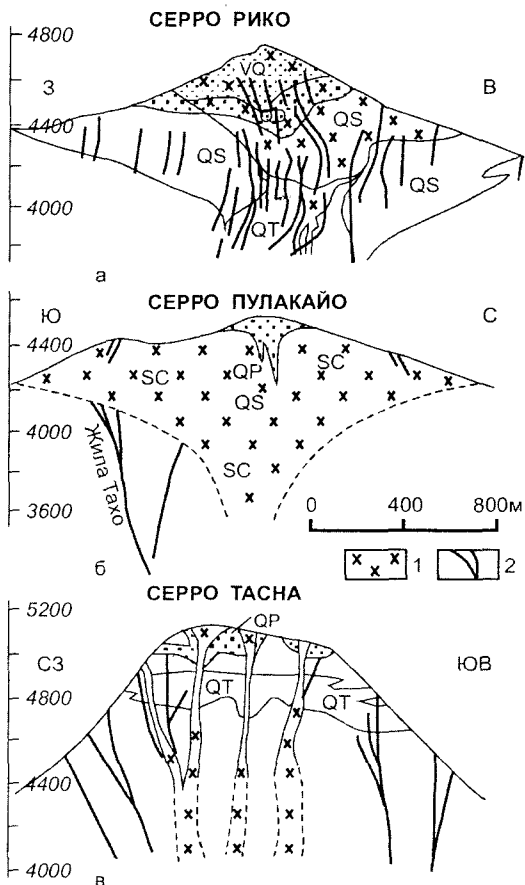


Рис. 37. Типичные поперечные разрезы Боливийских олово-серебряных месторождений (а – Рико [Sillitoe, 1988; Steele, 1996], б – Пулакайю [Sillitoe, 1988], в – Тасна [Thompson et al., 1996]), показывающие положение вторично-кварцитовых шляп и других особенностей минерализации измененных пород. 1 – жилы, 2 – вкрапленное оруденение.

VQ – пористый кварц, QD – кварц-диксит, QP – кварц-пирофиллит, QS – кварц-серицит (мусковит), QT – кварц-турмалин, SC – смектит-хлорит

малиновые метасоматиты, залегающие в форме пласта. Вторичные кварциты в основном слагают килевидные углубления вдоль интрузий порфиров и разломов, а также контролируются литологическими горизонтами. Вторичные кварциты характеризуются высокотемпературным набором минералов: дьюмортьерит, пирофиллит, диаспор, зунит, турмалин. Месторождение считается одним из крупнейших в мире месторождений висмута, на нем также добывались вольфрам и олово.

Исследования флюидных включений во вторичных кварцитах Рико [Steele, 1996] и на месторождении Тасна [Sillitoe et al., 1998], показали, что фазовое разделение флюидов на газ и жидкость происходило ниже зоны образования вторичных кварцитов. В самих вторичных кварцитах, так же как и в большинстве изученных нами массивов, среди флюидных включений доминируют газовые.

Р.Ш. Силлитое с соавторами объяснял минералогические различия метасоматитов и руд Боливийских месторождений глубиной их эрозийного среза. Однако из приведенного краткого описания трех месторождений видно, что они различаются набором высокоглиноземистых минералов во вторичных кварцитах и характером рудной минерализации. Для самого высокотемпературного месторождения Тасна во вторичных кварцитах характерны высокотемпературные диаспор, дьюмонтьерит, пирофиллит, а ниже залегающих руд – жильная вольфрам-олово-висмутовая минерализация. На самом низкотемпературном месторождении Рико обнаружены диккитовые вторичные кварциты и, соответственно, сурьмяно-серебряная с подчиненной оловоносностью минерализация. Эти данные позволяют рассматривать данные месторождения как некий латеральный ряд месторождений различающихся температурой образования.

ПРИРОДА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

5.1. Геологические условия образования вторичных кварцитов

5.1.1. Структурные особенности залежей вторичных кварцитов

Структурно-морфологическим особенностям вторично-кварцитовых залежей уделялось мало внимания. Очевидно, в силу того, что тела вторичных кварцитов образуют резко выраженные положительные формы рельефа, им, как правило, приписывалась штокообразная форма или они изображались в виде круто залегающих зон. Впервые на эту проблему обратил внимание Л. В. Беляков с соавторами [1964]. На примере массивов Калактас и Кызыл-Суран они показали, что вторичные кварциты образовались путем избирательного замещения покровов риолитов и представляют собой в первом приближении полого залегающие пластообразные залежи, сочетающиеся с жиллообразными круто залегающими телами, подчиненными зонам дробления. В целом, как отмечают авторы, детальные геологические исследования в Центральном Казахстане противоречат распространенному мнению о преобладании среди вторичных кварцитов круто залегающих тел. К сожалению, это исследование не получило должного резонанса и осталось без внимания.

Анализ морфологических особенностей залежей различных типов вторичных кварцитов из разных районов мира и разных возрастных групп на хорошо изученных на глубину объектах показывает, что вторичные кварциты действительно залегают в виде согласных пластообразных залежей. Положение кровли и подошвы в них часто контролируется стратиграфическими границами. В подошве иногда наблюдаются карманы и килевидные углубления, быстро выклинивающиеся на глубине. Кровля же залежей имеет исключительно выдержанное залегание, согласное с залеганием стратифицированных пород. Кварцитизации легче всего подвергаются породы кислого состава, поэтому кварцитовые залежи нередко имеют многослойное строение (рис. 38). Наиболее сложную морфологию тела кварцитов имеют там, где они развиваются по интрузивным породам, но и в этом случае горизонтальные размеры залежей значительно превышают вертикальные (см. рис. 15, 34). Отклонения от

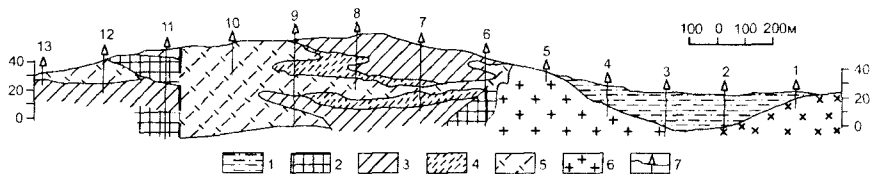


Рис. 38. Схематический геологический разрез Джаоринского массива вторичных кварцитов по данным Шавро и др. [1963 г.].

1 – суглинки, песчаные глины коры выветривания; 2 – андалузит-серицитовые кварциты; 3 – серицитовые кварциты; 4 – кварцит-хлорит-серицитовая порода; 5 – эпидот-хлоритовые пропилиты; 6 – гранодиориты; 7 – скважины

пологого субгоризонтального положения отмечаются, как правило, в подошве залежей, а кровля, там, где она сохранилась от эрозии, имеет исключительно выдержанное залегание. Мощность пластовых залежей обычно не превышает 200–250 м, редко (как правило, в карманах) достигает 400–500 м.

Преимущественно пластовая форма залежей вторичных кварцитов, слияние отдельных залежей в обширные поля, контролируемые стратиграфическими или гипсометрическими уровнями, а также выборочность замещения вмещающих пород – все это свидетельствует о том, что образование вторичных кварцитов происходит в основном под действием пластовых и лишь отчасти под действием трещинных термальных вод.

В основном вторичные кварциты пространственно приурочены к куполовидным структурам вулканического происхождения. Как и вмещающие породы, они имеют здесь пологое периклинальное залегание. Характерные примеры: месторождения Красивый, Белая Гора, Гряда Каменная. На Шелеховском месторождении кварциты залегают межформационно, подчиняясь общему моноклиальному структурному плану стратифицированных пород. По восстанию залежи, на ее юго-восточном фланге породы пронизаны многочисленными субвулканическими телами сложной ветвящейся морфологии, характерными для жерловых зон современных вулканов [Шеймович, 1980]. Эти данные согласуются с особенностями структурного положения вторичных кварцитов в современных вулканических областях. Наиболее крупные из известных серных месторождений располагаются у подножия вулканических сооружений или на периферии вулкано-тектонических структур. Е.И.Еркин [1969] разделяет серные месторождения и сопутствующие им вторичные кварциты по структурному положению на две группы. К первой

относятся крупные пластообразные залежи, приуроченные к периферии вулкано-тектонических поднятий и стратовулканов, формирующихся в зоне разгрузки метеорных вод. Вторая группа объединяет небольшие линзовидные, неправильной формы серные залежи, приуроченные к вершинным областям поднятий или вулканов, где благодаря дренажу обычно существует безводная зона, достигающая мощности 100 м.

В случаях прорывания стратифицированных вулканогенных пород интрузивными и субвулканическими образованиями положение подошвы, кровли и фациальных границ вторичных кварцитов контролируется гипсометрическими уровнями, отвечающими их положению в стратифицированной части вулканических структур. В этом случае наблюдается пересечение субинтрузивов кварцитовой залежью. Подобные соотношения залежей вторичных кварцитов по отношению к крутозалегающим интрузивным телам можно объяснить только влиянием уровня грунтовых вод или их пьезометрическим уровнем.

В полях развития сольфатарных вторичных кварцитов отчетливо просматривается приуроченность положения подошвы вторичных кварцитов и серных залежей к определенным гипсометрическим отметкам. В Курило-Камчатской и Японской островных дугах эти границы не опускаются ниже глубины 250–300 м (рис. 39). Данная глубина соответствует

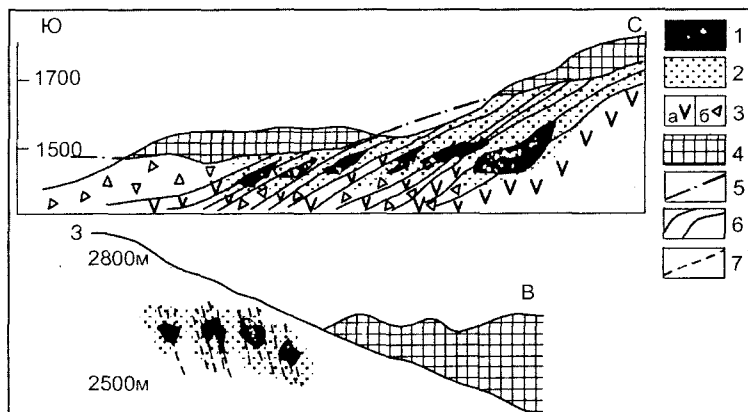


Рис. 39. Разрезы рудников Адзума (вверху) и Исидзу (внизу), показывающие распределение главных сернорудных тел относительно уровня грунтовых вод [Микајана, 1959].

1 – сернорудные тела; 2 – измененные породы; 3 – неизменные дорудные вулканические породы (а – лавы, б – туфы и туфобрекчии); 4 – послерудные вулканические породы; 5 – поверхность рельефа во время рудообразования; 6 – поверхности напластования туфов и потоков лав; 7 – зоны трещиноватости

нижней границе циркуляции поверхностных вод, являющихся хорошим окислителем H_2S [Ohusa, 1961; Вулканогенные ..., 1971]. Эти данные согласуются с результатами бурения в районах современной газо-гидротермальной деятельности. На геотермических полях Вайракей [Steiner, 1953] и Йеллоустонского парка [Fenner, 1936] глубина развития кислотно-измененных пород не выходит за пределы области циркуляции метеорных вод. На геотермальном месторождении Стимбот Спрингс (США, Невада) Shoen с соавторами [Shoen et al., 1974] установили, что нижняя граница опалитов на месторождении совпадает с уровнем грунтовых вод. Вниз от этого уровня опалиты вначале сменяются алунитизированными, затем каолинизированными и ниже – монтмориллонитизированными породами.

О.Г.Борисов с соавторами [Вулканогенные ..., 1971] отмечают, что с увеличением роли метеорных вод и глубины их циркуляции возрастают мощности измененных пород, происходит увеличение количества отложений самородной серы и содержаний рудных примесей меди, молибдена, свинца и др.

В целом глубина циркуляции метеорных вод определяется размахом рельефа и может меняться от 0 до 1000 м и более. Эти цифры хорошо согласуются с глубиной образования залежей вторичных кварцитов. Вероятно, в случае значительной мощности кровли положение кварцевой залежи может определяться пьезометрическим уровнем подземных вод.

5.1.2. Минералогия, фациальный состав и вертикальная зональность вторичных кварцитов

Кварц и серицит (мусковит) являются наиболее типичными минералами вторичных кварцитов, однако их широкое распространение в различных типах метасоматитов снижает их индикаторную роль. Типоморфными для формации вторичных кварцитов являются высокоглиноземистые минералы. К их числу, в порядке повышения температуры, относятся: диккит (каолинит), алунит, диаспор, пирофиллит, андалузит и корунд. В отдельных случаях порообразующую роль начинают играть галогенсодержащие минералы – турмалин, дюмортьерит, топаз и зунит. В переменных количествах присутствуют пирит, рутил и гематит. Из приведенных описаний видно, что конкретные массивы отличаются друг от друга количеством и набором минеральных фаций (монокварцевая фация является сквозной для всех массивов вторичных кварцитов). Кварцевитовая залежь может состоять из одной-двух фаций или

включать весь фациальный набор. В слабозональных массивах (низкотемпературный тип) набор минеральных разновидностей кварцитов ограничен. Доминирует каолинитовая фация, алунитовая отсутствует или развита слабо. В массивах, содержащих относительно высокотемпературные минеральные фации вторичных кварцитов, в том или ином объеме неизбежно присутствуют и более низкотемпературные их разновидности. Так, в массивах среднетемпературных вторичных кварцитов наряду с доминирующей алунитовой фацией обычно присутствует диккитовая, появляются дополнительно серицитовая и, в небольшом объеме, диаспоровая. В высокотемпературных полизональных вторичных кварцитах обычно наблюдается весь спектр парагенезисов высокоглиноземистых минералов. При переходе от слабозональных массивов к полизональным в таких "сквозных" минералах, как каолинит и серицит, химический состав не меняется, а происходит упорядочение структуры. Дисперсные выделения каолинита сменяются хорошо индивидуализированными пластинчатыми, иногда розетчатыми зернами диккита, а мелкочешуйчатый с низким двупреломлением серицит становится крупночешуйчатым мусковитоподобным. В высокотемпературных вторичных кварцитах, например на участке Майском, в ассоциации с андалузитом, диаспором и корундом появляются довольно крупные (до 0,5 мм) порфиробласты мусковита.

Относительно суммарной щелочности и соотношения K_2O и N_2O в алунитах имеются противоречивые мнения. Н.И. Наковник [1968] на большой выборке (300 химических анализов алунитов) показал, что суммарная щелочность и калиевоcть алунитов в значительной степени определяется составом эдукта. По данным А.В. Зотова [1971], калиевоcть алунитов повышается с ростом температуры и понижается с ростом кислотности флюидов. В табл. 14 приведен химический состав алунитов в массивах вторичных кварцитов, ранжированных от полизональных высокотемпературных к слабозональным низкотемпературным. В данной подборке химический состав первичных пород близок, примерно отвечает риодацитам. Из табл. 14 можно заключить, что калиевоcть алунитов растет от высокотемпературных вторичных кварцитов к низкотемпературным.

С фациальным составом вторичных кварцитов тесно связаны размеры залежей. В центральной части Ульяновского прогиба закартировано около 50 массивов вторичных кварцитов (Мишин, Григорьев, 1981). Тела вторичных кварцитов здесь отличаются наиболее интенсивной проработкой пород. Наименьшими размерами отличаются массивы, представленные одной диккитовой фацией (максимум 0,5 км²), больший размер

Таблица 14. Средний химический состав алунитов различных месторождений

Оксид	1	2	3	4
SiO ₂	2,003	4,40	1,76	1,20
TiO ₂	0,28	0,39	1,34	следы
Al ₂ O ₃	38,34	37,22	36,19	37,95
Fe ₂ O ₃	0,25	2,55	0,57	0,65
FeO	0,23	0,30	0,16	–
MnO	0,006	0,001	0,00	–
MgO	0,15	0,13	0,08	0,35
CaO	0,66	0,19	0,25	0,20
Na ₂ O	2,20	0,98	0,79	0,40
K ₂ O	5,19	8,44	9,16	7,44
SO ₃	37,38	34,51	36,22	33,36
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,20	–
CO ₂	0,00	0,06	0,00	0,47
H ₂ O ⁺	12,99	12,50	12,59	12,72
<u>K₂O</u>				
Na ₂ O+K ₂ O	0,70	0,90	0,92	0,95

Примечание. 1 – Правоваюнский массив, среднее из 3 анализов; 2 – Гряда Каменная, среднее из 7 анализов; 3 – Искинское; 4 – Утесинское. 1–3 – данные Н.Я.Скляровой и др., (1992 г.), 4 – данные Н.И. Наковника (1968 г.).

имеют массивы дикиит-алунитового состава (до 2,5 км², рис. 40). Диаспоровую фацию содержат три массива площадью 1, 4,2 и 12 км² соответственно. При этом кварциты самого крупного Наледного массива (площадь 12 км²) содержат наряду с диаспором андалузит и корунд.

Конечно, в палеовулканических областях мы наблюдаем различные срезы залежей вторичных кварцитов, и это ставит под сомнение достоверность приведенных наблюдений. Однако подобная же зависимость состава вторичных кварцитов от размеров их выходов отмечается в Казахстане (см. рис. 40).

Метасоматическую зональность вторичных кварцитов неоднократно рассматривали Н.И.Наковник, Г.М.Власов, Е.Д.Петраченко, В.М.Еркин, Р.И.Петраченко и др. В современных вулканических областях преобладают относительно низкотемпературные вторичные кварциты со слабовыраженной зональностью (сверху вниз): монокварциты – алунитовые кварциты – каолинитовые кварциты. В.М.Еркин [1969] выделяет дополнительно другой тип зональности, характеризующийся симметричным повторением перечисленных фаций относительно монокварцевой центральной зоны. Подстилаются вторичные кварциты аргиллизированными породами, переходящими на глубине в пропилиты.

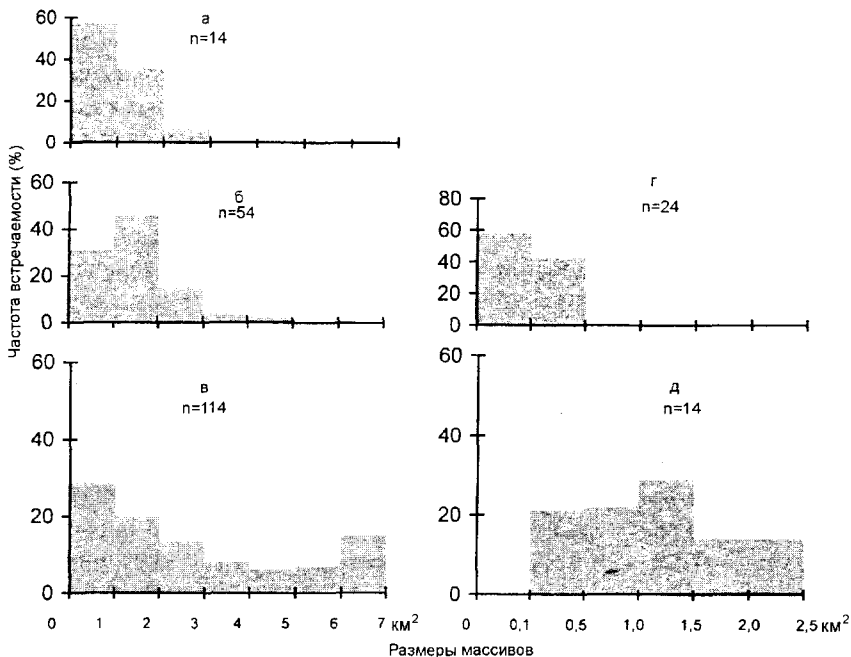


Рис. 40. Гистограммы распределения размеров массивов вторичных кварцитов Казахстана (а–в) и центральной части Ульинского прогиба (г–д) по типам: диккитовые (а, г), диккит-алунитовые (б, д), полизональные с диаспором, иногда с андалузитом и корундом (в)

Во многом сходную зональность имеют вторичные кварциты золото-серебряных месторождений серицит-адулярового типа. В наиболее типичном виде зональность имеет следующий вид (сверху вниз): кремнисто-каолиновые породы, каолиновые кварциты, диккит-алунитовые кварциты и кварц-каолиновые породы. В подэкранной зоне каолиновые кварциты за счет тонкозернистого халцедоновидного кварца и гематитизации приобретают характерный яшмовидный облик. В составе каолиновых кварцитов нижнего уровня резко преобладает каолинит, поэтому они обычно превращены в глины.

В массивах, сложенных средне- и высокотемпературными вторичными кварцитами, высокоглиноземистые минералы и серицит образуют различные сочетания, которые трудно откартировать. По нашим дан-

ным, оптимально могут быть выделены следующие зоны (сверху вниз): 1 – диккитовых кварцитов с диаспором и гематитом; 2 – зона распространения высокоглиноземистых минералов без серицита; 3 – зона высокоглиноземистых минералов с серицитом; 4 – зона серицитовых кварцитов. Вертикальная минералогическая зональность вторичных кварцитов в средне- и высокотемпературных вторичных кварцитах находит адекватное отражение в изменении химического состава метасоматитов (см. табл. 5, 8, 10). В связи с тем что минеральный состав вторичных кварцитов во многом зависит от состава вмещающих пород, могут наблюдаться отклонения от генеральной зональности. В пологих частях залежей вторичные кварциты вниз сменяются кварц-гидрослюдистыми и кварц-гидрослюдисто-монтмориллонитовыми метасоматитами. На участках килевидных углублений вертикальная зональность трансформируется в горизонтальную. На глубине серицитовые кварциты сменяются серицитизированными породами.

Интересно распределение пирита и гематита в вертикальном разрезе залежей. Кварц-гидрослюдисто-монтмориллонитовые породы и серицитовые кварциты обычно сильно пиритизированы до образования серного колчедана. Вверх по разрезу, одновременно с исчезновением серицита, количество пирита постепенно убывает до полного исчезновения. В верхней зоне кварцитовых залежей пирит сменяется гематитом. Эта закономерность независимо от минералогического состава вторичных кварцитов фиксируется во всех массивах, в которых сохранилась от эрозии верхняя часть залежей. Таким образом, можно утверждать, что наряду с расслоенностью гидротермальных систем относительно рН растворов, существует еще расслоенность относительно окислительных условий. Центральным частям залежей вторичных кварцитов отвечает зона перехода (сверху вниз) от окислительных условий к восстановительным.

5.1.3. Связь вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями пород и магматизмом

Многие исследователи связывают образование высокотемпературных вторичных кварцитов с контактовым воздействием гранитоидных интрузий. Действительно, массивы вторичных кварцитов часто пространственно сопряжены с гранитоидами. Так, в Казахстане из 200 рассмотренных Н.И.Наковником [1968] массивов 50 % оказались на контакте с гранитоидами. При этом вторичные кварциты развиваются как в экзо-, так и в эндоконтактных зонах гранитоидных массивов. Более того,

в ряде случаев вторичные кварциты развиваются почти исключительно по гранитам (Бринеровский массив) и, следовательно, имеют постгранитный возраст. Вместе с тем нельзя не заметить некоторую направленность изменения фациального состава вторичных кварцитов в зависимости от сочетания их с субвулканическими и плутоническими породами, различающимися своей кристалличностью.

Вторичные кварциты золото-серебряных месторождений располагаются исключительно среди покровов и субвулканических образований, сложенных стекловатыми породами. На полиметаллических месторождениях наряду со стекловатыми породами большой объём занимают субвулканические породы порфирирового типа, а на медно-молибден-порфирировых последние резко преобладают над покровными фациями, и заметное место уже занимают гипабиссальные гранитоиды.

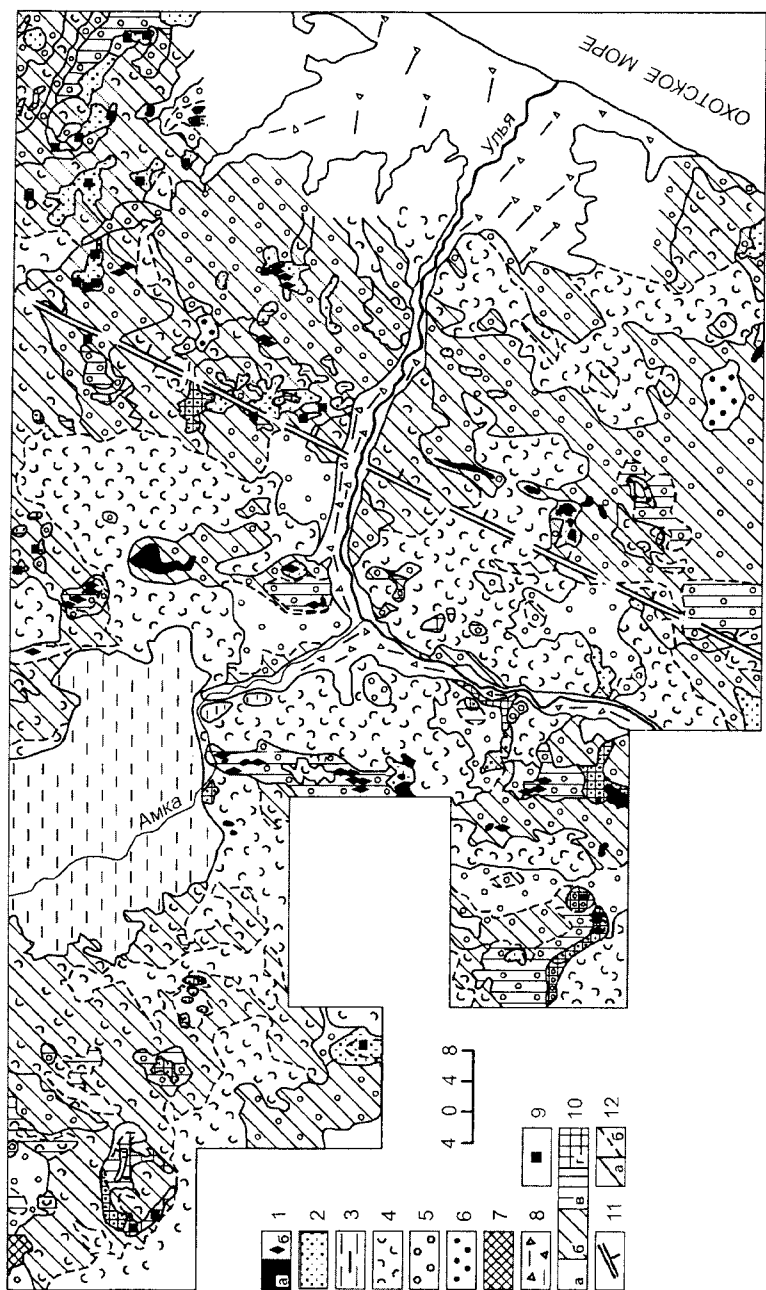
Связь гидротермальных преобразований пород с гранитоидами хорошо видна на примере центральной части Ульяновского прогиба (рис. 41). Здесь вулканогенные породы залегают моноклинально с погружением на юго-восток [Мишин, 1986]. В этом же направлении происходит смена низкотемпературных метасоматитов более высокотемпературными, хотя следовало бы ожидать противоположную тенденцию. Объясняется это тем, что погружение регионального уровня кровли гранитоидных интрузивов противоположно погружению вулканогенных толщ. На юго-западном крыле прогиба выходы гранитов отсутствуют, а субвулканические породы представлены исключительно породами вулканического облика. К юго-востоку от линии, отделяющей амагматичную зону, количество и размер выходов гранитов растёт, среди субинтрузий значительный объём начинают занимать тела порфириров. Наиболее высокотемпературные поля пропилитов четко контролируются выходами гранитоидов.

Приведенные материалы по конкретным месторождениям вторичных кварцитов показывают, что фациальный состав их и их рудоносность хорошо коррелируются с площадными гидротермальными изменениями пород. Кварц-диккитовые кварциты с подчиненной алунитовой фацией контролируются зоной перехода цеолитовых изменений к хлорит-карбонатным пропилитам. Вторичным кварцитам с хорошо выраженной алунитовой фацией и полиметаллической минерализацией отвечает зона перехода низко- и среднетемпературных пропилитов. Для высокотемпературных вторичных кварцитов с хорошо развитой диаспоровой, андалузитовой и корундовой фациями характерно обрамление из эпидотовых, эпидот-амфиболовых пропилитов, а также ортоклазо-

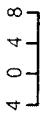
ОХОТСКОЕ МОРЕ

Рыбу

Амка



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12



вых с биотитом метасоматитов, принимающих иногда площадной характер.

Многие исследователи описанные закономерности объясняют разной глубиной образования вторичных кварцитов. Так, С.Н.Гаврикова и М.К.Бахтеев [1965] на примере Казахстана выделяют четыре фации глубинности вторичных кварцитов. Наименее глубинными, по их мнению, являются массивы, сложенные каолинит-серицитовыми и алуниновыми кварцитами. При переходе их в свежие породы отсутствует альбитизация плагиоклаза, который замещается каолинитом и серицитом. Этот тип вторичных кварцитов они сопоставляют с сульфатарным в понимании Д.С.Коржинского. Второй генетический тип вторичных кварцитов, представленный диаспор-серицитовой, диккитовой и алуниновой фациями, отнесен к субвулканическому типу. На глубине подобные вторичные кварциты сменяются пропилитизированными породами с альбит-хлоритовым парагенезисом. Третий генетический тип вторичных кварцитов, наиболее широко развитый в Коунрадском районе, они связывают с внедрением гранодиоритовых интрузий. Для этого типа вторичных кварцитов наиболее характерны серицитовые, зуниитовые, диккит-серицитовые и андалузитовые разности. Таким вторичным кварцитам на глубине соответствуют альбит-эпидотовые-пропилиты. Образование вторичных кварцитов четвертого типа вызвано метасоматическими процессами на постмагматической стадии становления гранитных интрузий. Типичные минеральные разности — диаспор-серицитовые, андалузит-корундовые, андалузит-серицит-мусковитовые, дюмортьеритовые. Вторичные кварциты на глубине постепенно сменяются грейзенами, образующим небольшие линзовидные тела. При переходе к свежим породам отмечается интенсивная альбитизация плагиоклаза.

Если быть последовательным, то следует допустить неоднократное повторение в одном разрезе пары вторичный кварцит — руда. Однако в

Рис. 41. Карта гидротермально измененных пород центральной части Ульяновского прогиба. Локальные изменения.

1 — вторичные кварциты (а) и их внесмасштабные выходы (б); 2 — кварц-гидрослюдистые, гидрослюдисто-адуляр-кварцевые и адуляр-кварцевые. Площадные метасоматиты; 3 — монтмориллонитовые (монтмориллонит, реже хлорит и цеолиты); 4 — низкотемпературные пропилиты (хлорит, карбонаты±цеолиты, гидрослюда); 5 — среднетемпературные пропилиты (эпидот, хлорит±альбит, ломонтит, карбонат); 6 — высокотемпературные пропилиты (эпидот, актинолит±альбит, биотит); 7 — породы фундамента вулканогена (осадочные образования верхоянского комплекса); 8 — современные рыхлые отложения; 9 — прожилки и жилы кварца; 10 — содержание вторичных минералов: а — 10 %, б — 10–50 %, в — 50–90 %, г — 90 %; 11 — западная граница распространения выходов гранитоидов; 12 — границы гидротермально измененных пород установленные (а) и предполагаемые (б)

практике подобные повторения неизвестны. Вертикальная смена отмечается лишь для площадных изменений.

Поскольку метасоматические породы оторваны по возрасту от становления гранитоидов, то связь фациального состава вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями и их приуроченность к покровам, субвулканическим и гранитоидным интрузивам носит опосредованный характер. Эта связь, по-видимому, указывает на некоторую унаследованность температурного градиента с момента кристаллизации гранитоидов. Минералогический состав площадных пропилитовых изменений и состав самих вторичных кварцитов можно рассматривать в качестве относительной меры этого градиента. Однако нельзя параллелизовать связь вторичных кварцитов с разными по кристалличности интрузивными породами с глубиной их образования. Верхние крошки интрузивов, сложенных разными по кристалличности породами, располагаются зачастую на одних уровнях близко от поверхности (200–1000 м), в то же время стекловатые интрузивные породы встречаются на глубине до 3 км и более. Кристалличность пород определяется общей прогремостью вмещающих пород и степенью дегазированнойности магмы, что в свою очередь обусловлено открытостью системы и лишь отчасти глубиной кристаллизации магм [Мишин, 1995].

5.2. Физико-химические условия образования вторичных кварцитов

5.2.1. Результаты изотопных исследований

На диаграмме рис. 10 вынесены рассчитанные изотопные составы гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом, для массивов вторичных кварцитов, характеризующихся широким спектром минеральных фаций. Все точки располагаются вблизи линии метеорных вод. Сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ вправо составляет 2–3 ‰ и почти полностью соответствует изотопному составу современных термальных вод и пара, содержащих не более 20 % магматической воды [Sheppard, Taylor, 1972].

Анализы проб с месторождения Гряда Каменистая и одной пробы с месторождения Белая Гора расположились левее линии метеорных вод. Такой разброс величин $\delta^{18}\text{O}$, вероятно, связан с вариациями отношения вода/порода, которое было различно в отдельных частях системы (или в различных системах). Наиболее высокие отношения вода/порода (до 6) получены для месторождения Гряда Каменистая. Опыт изучения современных гидротермальных систем в областях активного вулканизма по-

казывает, что такие высокие отношения встречаются только в наиболее развитых гидротермальных системах [Таран и др., 1987].

По сравнению с гидротермальными растворами, участвовавшими в образовании Cu-Mo порфировых месторождений и большинства Au-Ag эпитермальных месторождений [О'Нейл, 1984], гидротермы, сформировавшие изученные вторичные кварциты, имеют более легкий изотопный состав кислорода.

Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с немногочисленными опубликованными данными по изотопному составу кислорода в алунитовых кварцитах преимущественно сольфатарного типа [Знаменский и др., 1993; Хоссейни и др., 1998; Larson, Taylor, 1987] также указывающих на существенно метеорный состав гидротерм, при воздействии которых на вмещающие породы формируются вторичные кварциты.

5.2.2. Температура, давление и флюидный режим

Температуры образования минеральных ассоциаций вторичных кварцитов определены экспериментально и находятся в пределах 100–500°C [Иванов, 1993]. Из табл. 15 видно, что температуры гомогенизации включений в кварце кварцитов Бринеровского массива доходили до 470°C, до 370°C – в кварцитах месторождения Маго, 310–355°C (в зависимости от глубины) на месторождении Гряда Каменная, 250°C на Шелеховском месторождении и 120°C на месторождениях Красивый и Белая Гора. Ввиду близкповерхностного генезиса изученных пород поправки на давление к температурам гомогенизации включений минимальны (не более 10°C по [Potter, 1977]), поэтому указанные температуры можно принять за температуры образования вторичных кварцитов. Таким образом, наши определения, хотя и не охватывают все их фациальные разновидности, вполне сопоставимы с экспериментальными данными. Измеренные температуры находятся в соответствии с наблюдаемыми парагенезисами минералов, а в сквозных минералах, таких как серицит и каолинит, рост максимальных температур сопровождается укрупнением зерен и упорядочением их структуры от тонкодисперсного каолинита и гидрослюд к крупночешуйчатому диккиту и мусковиту.

Что касается *давления*, то приведенные в табл. 15 оценки (до 100 бар) получены по газово-жидким включениям с аппроксимацией их состава водным раствором NaCl [Potter, Brown, 1977]. Они сопоставимы с немногочисленными оценками, имеющимися в литературе. Так, по включениям в кварце эпитермального месторождения Саммитвилл определены

Таблица 15. Термобарогеохимическая характеристика вторичных кварцитов

Образец (глубина в м)	Генера- ция	Те, °С	Тпл, °С	Тгом, °С	Состав растворов	Концен- трация	Тип включений	Примечания
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Месторождение Красивый								
?	1, 1-2	0	0	90-120	--	0	Жидкие однофазовые и газowo-жидкие	Кварц вторичных кварцитов
C-3/94	1, 1-2	--	--	200-225	--	--	В кварцевых прожилках газовые полости, редко газowo-жидкие, газовые и жидкие однофазовые включения	Гидротермальная брекчия пересекается рудоносными кварцевыми прожилками, низы разреза вторичных кварцитов
Месторождение Белая Гора								
?	1, 1-2	0	0	90-120	--	0	Жидкие однофазовые и газowo-жидкие	Кварц вторичных кварцитов
1034, 1036-2, 1063	1, 1-2	--	--	250-285 (в кварце), 215 (в орто- клазе)	--	--	В кварцевых прожилках газовые полости, редко газowo-жидкие, газовые и жидкие однофазовые включения. В порфиробласте ортоклаза из основной массы первичное газowo-жидкое	Гидротермальная брекчия пересекается рудоносными кварцевыми прожилками
Месторождение Гряда Каменистая								
Скважина 46								
2396 (16,6 м), 2398 (24,6 м), 2404 (44 м)	--	--	--	--	--	--	Кварц плохо раскристаллизован, включений нет	Алунитовые вторичные кварциты
2413 (81,1 м)	1-2, 2	--	--	--	--	--	Газовые Кристаллофлюидные Газowo-жидкие	
2460 (113,3 м)	1-2	--	--	280-310	--	--	Газовые и кристалло-флюидные	
2484 (194,9)	1-2	--	--	--	--	--		Серицитовый вторичный кварцит с алунином Монтмориллонит-серицитовая порода

Примечание. Генерации включений: 1 – первичные, 1-2 – первично-вторичные, 2 – вторичные. Те – температура эвтектики растворов, Тпл – температура окончания плавления фазы льда, Тгом – температура гомогенизации.

Таблица 15. (Продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Месторождение Гряда Каменистая								
Скважина 46								
2396 (16,6 м), 2398 (24,6 м), 2404 (44 м)	-	-	-	-	-	-	Кварц плохо раскристаллизован, включений нет	Алунитовые вторичные кварциты
2413 (81,1 м)	1-2, 2 1-2, 2 1-2, 2	-	-	-	-	-	Газовые Кристаллофлюидные Газово-жидкие	
2460 (113,3 м)	1-2	-	-	-	-	-	Газовые и кристалло-флюидные	
2484 (194,9)	1-2	-	-	-	-	-		Серицитовый вторичный кварцит с алунином
Скважина 49								
1226, 1226-2 (над устьем скважины)	1, 1-2	-	-	-	-	-	Газовые	Серицит-диаспо-ровые вторичные кварциты непо- средственно над рудой, пронизаны кварцевым штокверком
	1, 1-2	-	-	350-360	-	-	Кристаллофлюидные в кварце прожилков, редко в матрице	
	1, 1-2	-	-	385-395	-	-	Газово-жидкие в кварце прожилков, редко в матрице	
2595 (27,6 м), 2597 (38 м), 2604 (73,7 м)	1	-	-	-	-	-	Газовые	Амфибол-хлорит-ортоклазовые рудо-носные метасоматиты, пронизанные кварцевым штокверком
	1-2	-	-	395	-	-	Кристаллофлюидные в кварце прожилков, редко в матрице	
	1-2	-	-	365-395	-	-	Газово-жидкие в кварце прожилков, редко в матрице	
2609 (88 м)	1-2, 2	-	-	-	-	-	Газовые	Карбонат-серицит-кварцевый рудоносный метасоматит, влияние кварцевого штокверка не заметно
	1-2, 2	-	-	220-355	-	-	Газово-жидкие	

Таблица 15. (Продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Месторождение Маго								
1073/1	1	-	-	-	-	-	Газовые	Диаспоровый вторичный кварцит с серицитом и андалузитом
	2	-	0ч-2	280-315	H ₂ O+соль	0-3% NaCl экв.	Газово-жидкие (P < 100 бар)	
	2	<-29	0ч-0,5	0	H ₂ O+соль	0-1% NaCl экв.	Жидкие	
1073/5	1	-	-	-	-	-	Газовые	?
	1	-52ч-55	-	-	CaCl ₂ , MgCl ₂ , NaCl	-	Газово-жидкие, расшнурованные	
	2	-	-	370	H ₂ O+соль	-	Кристаллофлюидные	
	2	0	0	-	H ₂ O	-	Жидкие	
1073/9	1	-	-59	-	CO ₂ +(CH ₄ , CO, N ₂) ± H ₂ O	-	Газовые	Серицитовый (до мусковита) вторичный кварцит
	2	>-4	-1	350	Сульфаты, карбонаты +H ₂ O	0,5% NaCl экв.	Газово-жидкие, P<<100 бар	
1073/11	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит катаклазированный, по трещинам развит ярозит
1073/12	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицит-мусковитовый вторичный кварцит с реликтами пирита
	1	-55	-23	190	CaCl ₂ + NaCl+H ₂ O	22% CaCl ₂ экв.	Газово-жидкие, P < 100 бар	
	2	-	-0,5	210	H ₂ O+соль	1% NaCl экв.	Газово-жидкие, P < 100 бар	
	2	-	-0,5ч-1	-	H ₂ O+соль	1-1,5% NaCl экв.	Газово-жидкие	
1073/14	1	-	-	-	-	-	Газовые	То же

Таблица 15. (Продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Месторождение Шелеховское								
1080/2	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит
	1-2	-4	-3ч-3,5	180-250	MgSO ₄ + H ₂ O	4-4,5% NaCl экв.	Газово-жидкие, P не более 100 бар	
	1-2	-7(?)	-3,5	210	KCl(?) + H ₂ O	4,5% NaCl экв.	Газово-жидкие, P не более 100 бар	
1085/2	1	-	-	-	-	-	Газовые	Мономинеральный вторичный кварцит
	1	-6(?)	-3ч-5,5	90	KHCO ₃ + H ₂ O	4,5-8% NaCl экв.	Газово-жидкие, P < 100 бар	
1095/1	1	-	-	-	-	Низкая плотность	Газовые	Диаспор-алунитовый с андалузитом и мусковитом вторичный кварцит
	1-2	-4	-2	-	MgSO ₄ + H ₂ O	3% NaCl экв.	Газово-жидкие	
Бриперовское рудное поле								
1105/4	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит с пиритом
	2	-7ч-8	-1	-	H ₂ O+KCl	1,5	Газово-жидкие	
1106/1	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит с андалузитом и турмалином (?)
	2	-33ч- 32	-4.5ч-3	-	H ₂ O+MgC l ₂ +NaCl	7,2-5	Газово-жидкие	
1106/7	2	- 21(?)	-3,5	-	H ₂ O+NaCl	5,7	Газово-жидкие	Серицитовый вторичный кварцит с ярозитом
1112	1	-	-	-	-	Низкая плотность	Газовые	Турмалиновый вторичный кварцит с диаспором
	2	- 21(?)	-1ч-2	335-360	H ₂ O+NaCl	1,5-3,5	Газово-жидкие, P < 100 бар	
1117	1	-	-	-	-	-	Газовые	Гидрослюдисто-серицитовый вторичный кварцит с неперекристаллизованым релик-товым кварцем
	1	-	-	360-370	-	-	Кристаллофлюидные	

Таблица 15. (Окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1117/1	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит с турмалином и ярозитом
	1	-	-	370-380	-	-	Кристаллофлюидные	
1122/1	1	-	-	-	-	-	Газовые	Турмалиновый вторичный кварцит
	2	-	-1ч-2	-	-	1,5-3,5	Газово-жидкие	
1122/5	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит с ярозитом
	2	-37ч- 40	-27,5	-	H ₂ O+хлор и-ды Ca, Mg, Na, K	~23% CaCl ₂ экв.	Газово-жидкие	
1122/6	1	-	-	-	-	-	Газовые	Турмалин-серицитовый вторичный кварцит
	1	-	-	460	-	-	Кристаллофлюидные	
	2	-58	-43	-	H ₂ O+CaCl ₂ NaCl	~27% CaCl ₂ экв.	Газово-жидкие	
	2	-48	-16,5	-	H ₂ O+CaCl ₂	~18% CaCl ₂ экв.	Газово-жидкие	
	2	-39	-1,5	-	H ₂ O+MgCl ₂ KCl	2,5	Газово-жидкие	
1123/4	1	-	-	-	-	-	Газовые	Серицитовый вторичный кварцит
	1	-56ч- 57	-52	470	H ₂ O+CaCl ₂ NaCl	>30% CaCl ₂ экв.	Кристаллофлюидные	
	2	-33ч- 34	-3,5	-	H ₂ O+MgCl ₂ NaCl	5,7	Газово-жидкие	
	2	-24;- 22	-12;- 1,5	-	H ₂ O+ NaCl, KCl	16, 2,5	Газово-жидкие	
	2	-43ч- 44	-2	-	H ₂ O+хлор и-ды Ca, Mg, Na, K	3,5	Газово-жидкие	

параметры образования вторичных кварцитов $T \sim 250^\circ\text{C}$ и $P = 30$ бар [Stoffregen, 1987]. Близкие значения давления по включениям (5–85 бар) приводятся в работе [Гончаров, Сидоров, 1979]. Большинство сделанных оценок соответствует 100–500 м глубины, что отвечает уровню кипения флюида $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ [Heald et al., 1987]. Эти данные в совокупности с результатами геологических наблюдений говорят в пользу того, что все типы вторичных кварцитов, независимо от их минерального состава, образуются в малоглубинных условиях.

В *составе* флюидов, участвовавших в формировании вторичных кварцитов, преобладают водные растворы хлоридов Ca, Mg, Na и K, реже — сульфаты и бикарбонаты, характерные для низкотемпературных разностей. В одном случае (месторождение Маго) в составе газовых включений диагностированы углекислота с примесью низкокипящих газов типа CH_4 и N_2 . Во флюиде, формировавшем кварциты Бринеровского массива, судя по широкому развитию турмалина, присутствовали соединения бора.

О *состоянии* кварцитообразующего флюида говорит тот факт, что для подавляющего большинства изученных образцов характерны газовые включения, часто в парагенезисе с кристаллофлюидными. Однако ни в одном образце не найдены высококонцентрированные газовой-жидкие и/или кристаллофлюидные включения, которые не сопровождались бы газовыми. На этом основании можно сделать вывод об образовании вторичных кварцитов под воздействием гетерогенного флюида, в условиях кипения гидротерм.

5.3. Природа кварцитообразующего флюида и место вторичных кварцитов в гидротермально-метасоматической системе

Процессы кипения флюида фиксируются практически во всех малоглубинных гидротермальных системах, рудоносных и безрудных [Roedder, 1984]. Паровая шапка (область преобладания паровой фазы) занимает их верхнюю (приповерхностную) зону. Пародоминирующие гидротермальные системы описаны в современных вулканических областях. Уровень вскипания гидротерм по данным [Жатнуев, 1985; Жатнуев и др., 1991; Рычагов и др., 1998] является геохимическим барьером, на котором происходит осаждение рудных элементов. Глубина вскипания гидротерм и мощность паровой шапки при прочих равных условиях напрямую зависят от температуры. Этот вывод хорошо согласуется со статистической зависимостью размеров массивов вторичных кварцитов

от их минерального состава. Чем выше температуры и чем шире спектр минеральных фаций, тем большими размерами характеризуются массивы вторичных кварцитов (см. рис. 40), и тем значительнее вертикальный размах ассоциирующего с ними оруденения.

В процессе кипения флюида активно идут процессы разделения компонентов с изменением свойств всей системы в целом [Метасоматизм..., 1998]. Во вскипающей гидротермальной системе вблизи уровня (зоны) кипения присутствует гетерогенный флюид, состоящий из высококонцентрированного водно-солевого раствора в равновесии с газовой фазой. Эти компоненты флюида захватываются в виде парагенетической ассоциации газовых и кристаллофлюидных включений (наиболее характерно для Бринеровского массива). Ниже этого уровня присутствует лишь одна флюидная фаза – гомогенный водно-солевой раствор. Как было уже сказано, образцов с соответствующей термобарогеохимической специализацией (кристаллофлюидные или высококонцентрированные газовой-жидкие без сопутствующих газовых) в изученной коллекции вторичных кварцитов не обнаружено, что свидетельствует в пользу их образования выше уровня кипения. При движении вверх от уровня кипения температура растворов падает, роль газовой фазы увеличивается, а жидкой – уменьшается в соответствии с принципом гравитационной дифференциации. Это отражается в изменении количественного соотношения между газовыми и кристаллофлюидными включениями в кварцитах: число первых увеличивается, а вторых – уменьшается. Идеальная модель такой вскипающей гидротермальной колонны приведена на рис. 42. При наличии в верхних горизонтах системы экранирующих горизонтов под ними скапливается наибольшее количество газовой фазы (паровая шапка). Действительно, в кварцитах Бринеровского массива количество кристаллофлюидных включений сопоставимо с количеством газовых, в кварцитах Маго газовые явно преобладают, а в кварцитах месторождений Шелеховское, Красивый и Белая Гора кристаллофлюидных нет совсем.

Выше области преобладания газообразного флюида располагается уровень его конденсации, который может отсутствовать, если тепловой поток достаточно высок, а экранирующие породы имеют “окна” или нарушены трещинами. В этом случае несконденсированные газы вырываются на поверхность, образуя термальные поля с фумаролами, сольфатарами и гейзерами. Низкотемпературные флюиды уровня конденсации формируют включения низкоконцентрированных водных растворов, изученные нами на месторождениях Красивый и Белая Гора.

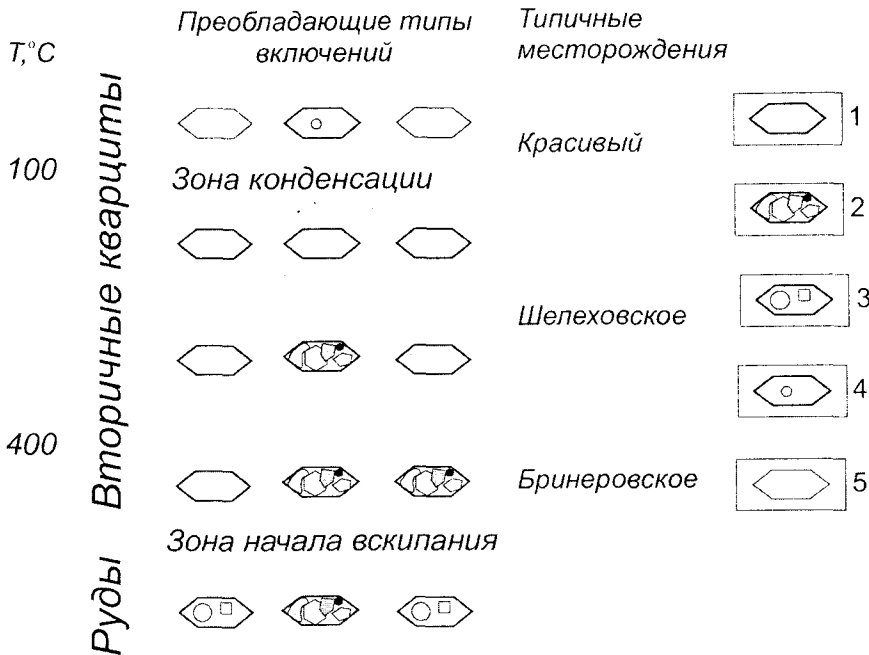


Рис. 42. Типы флюидных включений, характерные для разнотемпературных вторичных кварцитов.

1 – газовые; 2 – кристаллофлюидные; 3 – газовой-жидкие концентрированные; 4 – газовой-жидкие слабоконцентрированные; 5 – жидкие однофазовые

Из-за флуктуаций теплового потока и колебаний интенсивности притока метеорных вод гипсометрические позиции уровней вскипания и конденсации могут колебаться, вследствие чего флюиды разного состава и состояния будут обнаруживаться на определенных интервалах глубин, а также проникать на соседние уровни, формируя там наложенные генерации включений. Кроме того, в реальных условиях горно-породных комплексов, представляющих собой относительно низкопористую среду с неравномерной проницаемостью от места к месту и по разным направлениям, с относительно невысокими температурными градиентами, явления фазовых переходов в насыщающем их флюиде наверняка не будут приурочены к каким-либо строго определенным поверхностям. Вследствие этого правильнее говорить не об уровнях, а об областях (зонах) изменения агрегатного состояния гидротермального флюида, границы которых будут иметь “размытый” характер. Наиболее

наглядно такая ситуация проявлена на Шелеховском месторождении, образцы кварцитов с которого наряду с первичными газовыми содержат наложенные генерации низкоконцентрированных водных растворов сульфатов и бикарбонатов, характерных для верхних горизонтов гидротерм (зоны конденсации). Пульсационное расширение и сжатие паровых шапок (зон) вплоть до полного их “схлопывания” и возникновения вновь [Жатнуев, 2001] также приводят к вертикальной миграции границ вскипания и конденсации. Прорывы жидких флюидов с нижних (часто рудоносных) горизонтов гидротермальной системы также сильно осложняют “флюидную картину”, формируя наложенную на вторичные кварциты минерализацию в виде жил и штокверков (месторождение Гряда Каменистая).

Между вторично-кварцитовой шляпой и залегающими ниже рудоносными метасоматитами наблюдается резкий структурный и минералогический контраст. Рудоносные метасоматиты образуют главным образом крутозалегающие зоны, сложены преимущественно калий-содержащими минералами (ортоклаз, адуляр, серицит и гидрослюды) и обычно сопровождаются интенсивной сульфидизацией. В кварцитах пиритизация отмечается лишь на нижних уровнях залежей, а в верхней зоне и особенно в прикровлевых фациях вместе с исчезновением серицита исчезает пирит, но широко развита гематитизация, обусловленная более окислительными условиями в верхней зоне гидротермальной системы.

Рудоносные метасоматиты образуются под воздействием слабощелочных и нейтральных растворов, а минералы вторичных кварцитов формируются под воздействием ультракислых растворов. Поэтому, чтобы построить “флюидную” модель рудоносной гидротермальной системы, включающей вторичные кварциты, необходимо, прежде всего, объяснить ее кислотно-щелочное расслоение.

По данным термобарохимии и минералогии в восходящем потоке гидротермальной системы преобладают водные растворы хлоридов Na, K, Ca, Mg, характерны также небольшие количества углекислоты. Нисходящий поток – низкоконцентрированные метеорные воды, важнейшим компонентом которых является кислород.

Химические особенности диспропорционирования гидротермального флюида в процессе кипения рассмотрим на примере двух его важнейших компонентов. Это, во-первых, NaCl, который является реальным и наиболее обычным компонентом гидротермальных растворов, а также может быть рассмотрен как модельный компонент хлоридов K, Ca, Mg и др. Во-вторых, это H₂S или SO₂ как исходные ювенильные ком-

поненты для образования других соединений серы. Эти компоненты надежно фиксируются всеми исследователями, изучающими флюидный режим образования вторичных кварцитов [Метасоматизм ..., 1998; Giggенbach, 1997]. Цель рассмотрения – показать значение этих компонентов при создании рН-расслоенной гидротермальной системы с кислой реакцией флюида в верхних частях (зона образования вторичных кварцитов) и щелочной – в нижних (зона рудоотложения).

Гидролитическое диспропорционирование водных растворов NaCl обосновано теоретически и зафиксировано экспериментально [Румянцев, Ганеев, 1982; Шмонов и др., 1986], (рис. 43). Вскипяющий раствор разделяется на две фазы, причем NaOH, связанный водой в гидрат, концентрируется в растворе, а большая часть летучего HCl отделяется с паром. Таким образом, подщелоченный раствор остается внизу, формируя щелочной “слой” системы, а обогащенный кислотой пар перемещается вверх, создавая ее кислотный “слой”. Учитывая то обстоятельство, что исходные вещества для гидролиза постоянно поставляются снизу, а его продукты удаляются, можно утверждать, что с течением времени рассмотренный процесс диспропорционирования способен произвести довольно существенную кислотно-щелочную дифференциацию кипящей гидротермальной системы. При этом рассмотренные компоненты,

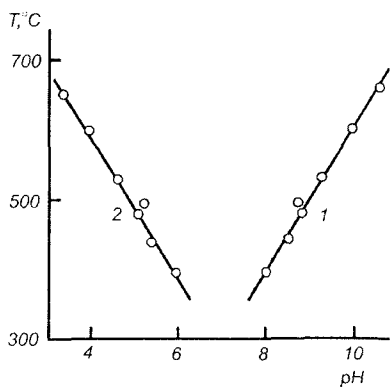


Рис. 43. Зависимость концентраций ионов водорода в жидкой (1) и газовой (2) фазах системы $H_2O-NaCl$ от температуры [Шмонов и др., 1986]

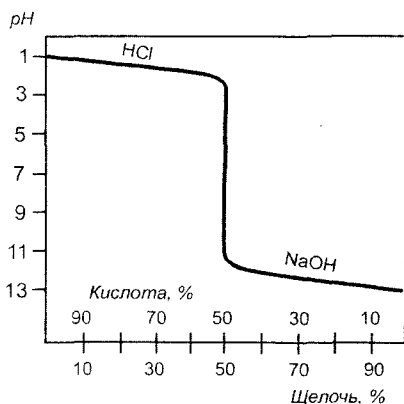


Рис. 44. Резкое изменение рН раствора NaCl при диспропорционировании по данным Б.В.Некрасова [1965]

как следует из рис. 44, обеспечивают резкое изменение рН среды даже при небольшой степени диспропорционирования.

В составе “кислотного слоя” HCl участвует в кислотном выщелачивании пород с образованием вторичных кварцитов. Встречаясь с относительно холодными метеорными водами в зоне конденсации, она формирует их кислую реакцию. Поскольку грунтовые воды насыщены кислородом (причем в значительно большей степени, чем воды на поверхности Земли), HCl окисляется по реакции $4\text{HCl} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{Cl}_2 + 28 \text{ ккал}$, равновесие которой ниже 600°C смещено вправо, а выше 600°C – влево [Некрасов, 1965]. Весьма вероятно, что свободный хлор участвует в образовании высокоактивных соединений, также способствующих кислотному выщелачиванию.

Сульфиды и H_2S во включениях не обнаружены, но присутствие соединений серы во флюиде косвенно определяется высокой ее активностью во всей системе. Как уже отмечалось, на Востоке России все многочисленные месторождения вторичных кварцитов расположены исключительно в областях распространения вулканических и plutonic пород магнетитовой серии. Пиритизация в этих районах также распространена несоизмеримо шире, чем в районах развития пород ильменитовой серии, а алунитизация проявлена только в ассоциации с породами магнетитовой серии (см. рис.8).

По данным [Ishichara, Sasaki, 1989] породы магнетитовой и ильменитовой серий резко различаются по изотопному составу серы ($\delta^{34}\text{S}$ от 0 до $+12 \text{ ‰}$ и от -12 до -5 ‰ соответственно). Авторы объясняют обогащенность серы изотопом ^{32}S в породах ильменитовой серии контаминацией ее из вмещающих осадочных пород. Вместе с тем особенности дифференциации серы находят логичное объяснение, исходя из различий окислительно-восстановительных условий формирования пород магнетитовой (высокая f_{O_2}) и ильменитовой (низкая f_{O_2}) серий.

Магматическая сера дегазирует в форме H_2S и SO_2 . Растворимость этих соединений в воде различна, поэтому их соотношение имеет важное петрологическое значение и во многом определяет параметры гидротермальных систем. По данным [Метасоматизм..., 1998; Whitney, 1988] отношение $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ является функцией f_{O_2} (рис. 45) Чем выше f_{O_2} , тем значительнее доля SO_2 . С другой стороны, эмиссия SO_2 из магматической камеры приводит к изотопному сдвигу в остаточном расплаве. В окислительных условиях SO_2 обогащается ^{32}S , а остаточный расплав обогащается ^{34}S . В восстановительных условиях наблюдается обратное соотношение (рис. 46) [Фор, 1989].

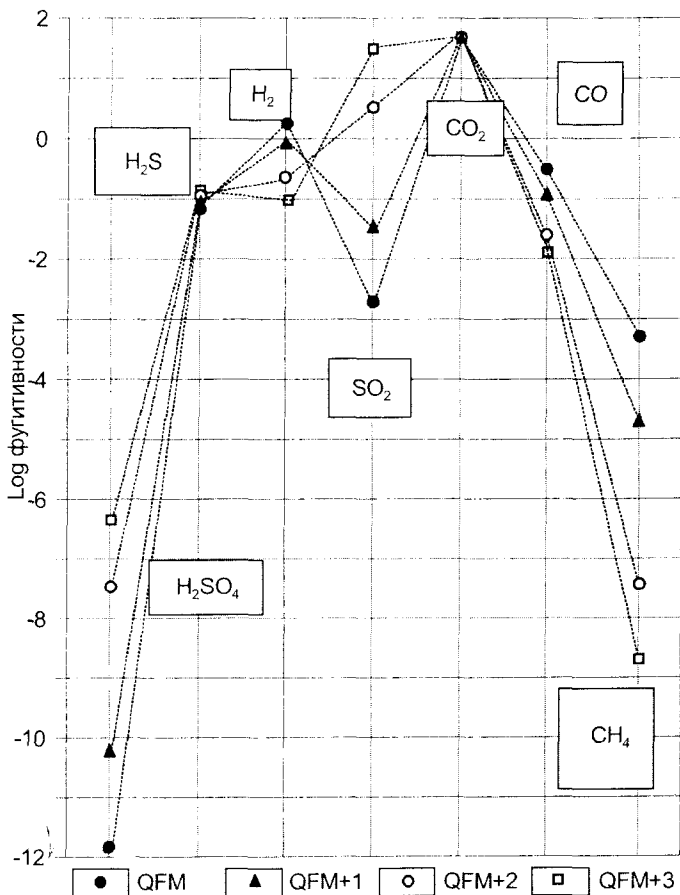


Рис. 45. Летучести основных компонентов магматического флюида в равновесии с магнетитом и пирротинном при f_{O_2} , равной QFM, QFM+1, QFM+2, QFM+3 и 723°C, 500 бар, $X_c=0,1$. Значения f_{S_2} и f_{O_2} задавались для равновесия пирротин (твёрдый раствор) – магнетит по данным Whitney [1988]. Параметр X_c равен сумме мольных долей CO_2 , CO , CH_4 во флюиде [Метасоматизм..., 1998]

Таким образом, можно констатировать, что уже на ранней магматической стадии районы развития вторичных кварцитов наряду с высокой f_{O_2} характеризуются высокой f_S и низким H_2S/SO_2 .

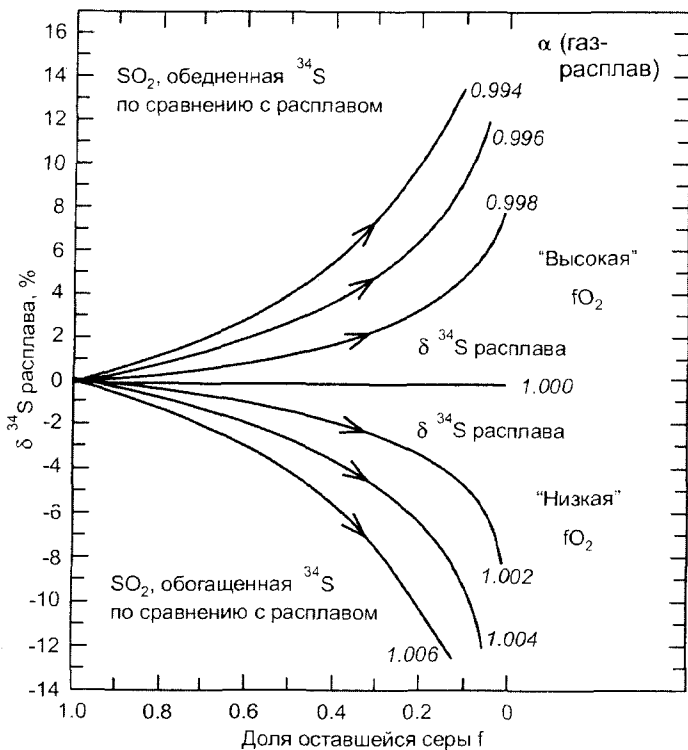


Рис. 46. Изменение значений $\delta^{34}\text{S}$ магмы, вызванное улетучиванием SO_2 . Параметр f определяет долю оставшейся в расплаве серы, а α — коэффициент разделения изотопов серы между SO_2 и расплавом

Дальнейшая эволюция магматической серы в гидротермальных условиях определяется $f\text{O}_2$ и $f\text{S}$. SO_2 при понижении температуры в зависимости от соотношения $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ образует серную кислоту и сероводород по реакции с водой или сероводород и воду по реакции с водородом. Разделению SO_2 и H_2S способствует вскипание растворов. При вскипании жидкая фаза обогащается SO_2 , а газ — H_2S [Метасоматизм..., 1998]. В верхней части гидротермальной системы под воздействием кислорода метеорных вод происходит окисление H_2S с образованием растворов с высокой концентрацией H_2SO_4 . Давление паров этой сильной кислоты над раствором очень велико [Некрасов, 1965], поэтому она практически полностью концентрируется в жидкой фазе циркулирующих здесь растворов и участвует в процессе кислотного выщелачивания пород.

Отметим, что в процессе эволюции соединений серы не создается “слоя” щелочных растворов. Более того, гидролиз магматического SO_2 проходит с образованием серной кислоты, что способствует нейтрализации щелочных растворов и созданию кислой среды. С этим процессом очевидно связывается образование эпитермальных месторождений кислотно-сульфатного типа [White, Hedenquist, 1995].

Дегазация CO_2 при парообразовании также вносит изменения в режим щелочности-кислотности гидротерм. По данным С.И. Набоко [1963], Паужетские углекислые (CO_2 до 70 мг/л) гидротермы на глубинах 250–300 м имеют рН около 6, а дегазированные термы в зоне разгрузки – выше 8. На примере месторождения Бродледс в Новой Зеландии установлено, что при исходной концентрации CO_2 в растворе 0,15 т потеря его до 0,03 т при дегазации приведет к возрастанию рН на 0,6–1,2 [Метасоматизм..., 1998].

Таким образом, можно констатировать, что вторичные кварциты формируются в верхних горизонтах вскипающих гидротермальных систем как неотъемлемая их часть. А так как вскипание флюида характерно для подавляющего большинства развитых гидротерм, можно полагать, что вторичные кварциты являются их атрибутом.

СВЯЗЬ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ С РУДОНОСНОСТЬЮ

Вторичные кварциты сами по себе свидетельствуют о колоссальном перемещении вещества и, таким образом, представляют собой индикаторы крупных палеогидротермальных систем. Вместе с тем в вулканических зонах Дальнего Востока и в других вулканических областях выявлены многие сотни залежей вторичных кварцитов и лишь с единичными из них известны рудные месторождения. Именно этим обстоятельством объясняется то охлаждение к проблеме рудоносности вторичных кварцитов, которое возникло после “вторично-кварцитового бума” 50-60-х годов. Естественно, возникает вопрос: действительно ли вторичные кварциты бесперспективны на обнаружение рудных месторождений, или они просто недостаточно изучены? Данные по слабоэродированным рудным месторождениям и рудоносности Дальневосточных алунитовых месторождений, которые не рассматривались как рудные объекты, убеждают, что хотя вторичные кварциты сами по себе чаще безрудны, они являются свидетельством оруденения на глубине, т.е. в этом плане безрудных вторичных кварцитов нет. Вопрос чаще заключается в том, что *в глубоко вскрытых месторождениях кварциты уже эродированы, а в слабо эродированных гидротермальных системах руды ещё не вскрыты*. В разведку обычно включаются лишь объекты, уже на поверхности характеризующиеся промышленными концентрациями, поэтому трудно ожидать, чтобы рудопроявления, в которых сохранилась вторично-кварцитовая шляпа, были отнесены в разряд перспективных. Это объясняет, почему количество разведанных месторождений с сохранившейся надрудной вторично-кварцитовой зоной невелико. Так, по материалам В.С.Попова [1977] в выборке из 85 медно-молибден-порфириновых месторождений лишь в 7 присутствуют вторичные кварциты. Нами были проанализированы опубликованные данные по медно-молибден-порфириновым месторождениям различных металлогенических провинций мира. Выяснилось, что только месторождения, в которых сохранились от эрозии вторичные кварциты, могут быть отнесены к разряду нескрытых или слабоэродированных. На остальных месторождениях руды выведены на поверхность, и в них отсутствуют даже реликты кровли.

В случае медно-порфировых месторождений эта проблема осложняется еще и тем, что контрастные Cu-Mo руды возникают лишь в зоне вторичного обогащения за счет выщелачивания и окисления первичных руд. Содержания же меди в первичных рудах обычно низки. Для возникновения вторичных руд необходимо, чтобы первичные руды были предварительно выведены выше зеркала грунтовых вод и подверглись вторичному сульфидному обогащению. Поэтому на слабоэродированных месторождениях с полным профилем надрудных кварцитов вскрываются или безрудные породы, или первичная рассеянная вкрапленность, или слабоконтрастные окисленные руды. Именно такие данные были получены в результате многолетних поисков медно-молибденовых месторождений во вторичных кварцитах Казахстана [Трубников, 1969; Соколов, 1969]. Отсюда мы должны сделать вывод, что вторичные кварциты, особенно их нижние уровни, изучены очень слабо

Приведенные материалы показывают, что на всех рудных месторождениях порфировой системы (пропилитовый ряд по [Власов, 1964]) и олово-серебряные месторождения Боливийского типа [Sillitoe et al., 1998]), которые сопровождаются вторичными кварцитами, последние, независимо от формационной принадлежности месторождений и минералогического состава, слагают верхнюю надрудную зону гидротермальных месторождений. При этом между вторичными кварцитами и залегающими ниже метасоматитами рудоносной зоны зачастую существует значительный минералогический контраст. Рудоносная зона, в отличие от вторично-кварцитовой, сложена калий-содержащими минералами (адуляр, гидрослюда, серицит, ортоклаз, биотит) с заметным уменьшением роли кварца. Формирование рудоносных метасоматитов происходит при воздействии щелочных гидротермальных растворов, и лишь на флангах растворы имели нейтральный характер, что приводило к образованию аргиллизитов и пропилитов.

Метасоматиты рудоносной зоны, в отличие от пластообразных залежей кварцитов, чаще слагают крутозалегающие секущие тела. Они зачастую отделены от вторичных кварцитов зонами аргиллизации или «целиками» слабопропилитизированных некомпетентных пород, что подчеркивает определенную структурную самостоятельность этих типов метасоматитов. Вследствие перечисленных обстоятельств вопрос о возрастных соотношениях вторичных кварцитов с собственно рудными гидротермалитами решается довольно сложно. Вторичные кварциты, как правило, безрудны; рудоносность связана с более глубинными метасоматитами. Это в первую очередь относится к золото-серебряным месторождениям адуляр-серицитового типа, в которых сами кварциты прак-

тически не содержат серицита и переход их к кварц-серицит-гидрослюдистым метасоматитам происходит резко через промежуточную кварцадуляровую зону и зону каолинизированных пород. В этом случае залежи кварцитов являются экраном для флюидов рудной стадии. Однако в ряде полиметаллических и медно-молибден-порфириновых месторождениях оруденение накладывается на нижние уровни кварцитовых залежей, в первую очередь на их килевидные углубления. Заметим, что в этом типе месторождений вторичные кварциты отличаются широким развитием серицитовой фации, занимающей нижние уровни кварцитовой залежи. В результате граница рудоносных серицитолитов с вторичными кварцитами размывается. Эти данные косвенно указывают на близодновременное образование вторичных кварцитов и рудоносных метасоматитов. Следует подчеркнуть, что под рудоносными мы вслед за И.Н.Кигаем [1979] понимаем метасоматические породы первой стадии гидротермальных преобразований, возникающих до начала процесса рудоотложения, т.е. по своей сути они не являются околорудными.

Неверно было бы полагать, что, пробуравив в любой точке вторичные кварциты, мы должны неизбежно войти в рудоносные метасоматиты. Из приведенного обзора видно, что площади выходов вторичных кварцитов намного превосходят размеры рудоносных зон, поэтому с практической точки зрения важно понять пространственные соотношения вторичных кварцитов с рудоносными зонами. Применительно к мезозойско-кайнозойским вторичным кварцитам Востока России, в значительной мере сохранивших первичное залегание, эта проблема во многих случаях решается на основе структурных данных. На таких месторождениях, как Красивый, Белая Гора, Гряда Каменистая, где проведено детальное площадное картирование метасоматитов, видно, что кварцитовая залежь имеет выдержанное наклонное залегание, и во всех перечисленных случаях рудоносная зона располагается по восстанию кварцитовой залежи. На современных вулканах подобное положение вторичные кварциты занимают относительно их жерловин [Еркин, 1969]. Следовательно, можно предполагать, что в направлении от питающей системы к зоне разгрузки будут направленно уменьшаться температура, кислотность гидротерм и мощность залежей. Действительно, на всех вышеобозначенных месторождениях по падению залежи наблюдается асимметрия в распределении минеральных типов вторичных кварцитов. На участках, примыкающих к рудным залежам, вторичные кварциты представлены наиболее высокотемпературным, наиболее глиноземистым и наиболее полным набором минеральных фаций. Можно ожидать, что минералогическая асимметрия сопровождается таким же направлен-

ным изменением геохимических характеристик вторичных кварцитов. Эта проблема требует дополнительного изучения. И наконец, косвенным указанием на положение питающей системы могут быть погружения (нередко килевидные) подошвы кварцовой залежи.

При превалировании свойств, указывающих на генетическое единство вторичных кварцитов из различных месторождений, между их крайними типами существуют определенные различия. Эти различия, судя по минеральному составу и температурам гомогенизации газовой-жидких включений, определяются температурами гидротерм и коррелируются с характером рудной минерализации.

Золото-серебряные месторождения эпitherмального типа сопровождаются относительно низкотемпературными вторичными кварцитами с развитыми диккит-каолинитовой и, в меньшей мере, алунитовой фациями. Они практически не содержат серицита и гидрослюд. Переход от кварцитов вниз к кварц-серицит-гидрослюдистым метасоматитам осуществляется через зону кварц-адуляровых пород. В кварцитах золото-серебряных месторождений глинистый минерал представлен преимущественно каолинитом, редко диккитом. Хорошо индивидуализированные зерна диккита, как правило, находятся в парагенезисе с алунитом.

Вторичные кварциты закарпатских барит-полиметаллических месторождений (к этому же типу следует отнести вторичные кварциты Искинского и, возможно, Шелеховского массивов) могут быть отнесены к среднетемпературному типу. Ведущей фацией в них является алунитовая, в меньшей степени диккитовая, еще реже отмечаются пиррофиллит, диаспор, андалузит и зунит. Весьма характерно, что в рудоносной зоне полиметаллических месторождений в редуцированном виде проявляется адуляризация, что сближает их с золото-серебряными месторождениями.

Высокотемпературные вторичные кварциты, включающие в себя диаспоровую, андалузитовую и корундовую фации, характерны для медно-молибден-порфирировых месторождений. В этом плане сольфатарные серные кварциты не представляют самостоятельной группы. Это разнотипные кварциты с преобладанием низко- и среднетемпературных разностей. Специфика сольфатарных кварцитов в их молодом возрасте, что, возможно, способствовало сохранению самородной серы. Термин "сольфатарные" следовало бы оставить только за поверхностными проявлениями кислотного выщелачивания, которые в палеовулканических

областях чаще всего не сохраняются, или закрепить этот термин за всеми типами вторичных кварцитов.

С минеральным составом вторичных кварцитов и характером рудной минерализации связан вертикальный размах оруденения. В типично штокверковых золото-серебряных месторождениях адуляр-серицитового типа вертикальный размах оруденения обычно не превышает 200 м. Например, на Бухтыанском месторождении (Нижний Амур) вертикальный размах оруденения даже с учетом эродированной части был не более 100 м. В жильных месторождениях вертикальный размах оруденения выше, но продуктивный интервал в них обычно не превышает 300 м. В месторождениях медно-молибден-порфирирового типа вертикальный размах оруденения составляет 400–600 м, достигая иногда 1000 м и более.

При построении обобщающей модели гидротермально-рудной системы с вторичными кварцитами выделим следующие ключевые моменты: 1 – в кровле всех слабо эродированных месторождений халькофильного профиля располагаются субгоризонтальные залежи вторичных кварцитов; 2 – все залежи вторичных кварцитов формируются в близповерхностных условиях при активном участии метеорных вод; 3 – вторичные кварциты образуются в условиях паро-доминирующей гидротермальной системы выше уровня (области) вскипания растворов; 4 – уровень вскипания является геохимическим барьером, на котором происходит отложение рудных компонентов.

Из этих положений можно заключить, что гидротермально-рудный процесс реализуется в вертикальном диапазоне, контролируемом сверху уровнем образования вторичных кварцитов, а снизу уровнем вскипания гидротерм. При прочих равных условиях глубина залегания уровня вскипания и, следовательно, вертикальный размах оруденения являются функцией температуры гидротерм. Температурой в данном случае определяется также минеральный состав вторичных кварцитов и рудная специализация гидротермальной системы.

В заключение отметим, что рассмотренный процесс может реализоваться только в условиях низкого давления и высокого температурного градиента. Подобные условия обычно имеют место в зонах активного вулканизма, что подтверждается распространением вторичных кварцитов исключительно в вулканических поясах.

Вариации температурного градиента обеспечивают взаимосвязанное изменение минеральных парагенезисов во вторичных кварцитах и в рудах металлов, размер залежей вторичных кварцитов, вертикальный

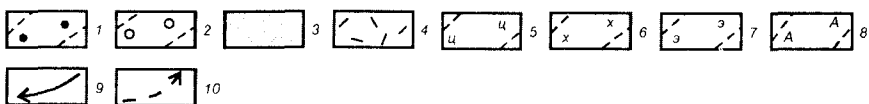
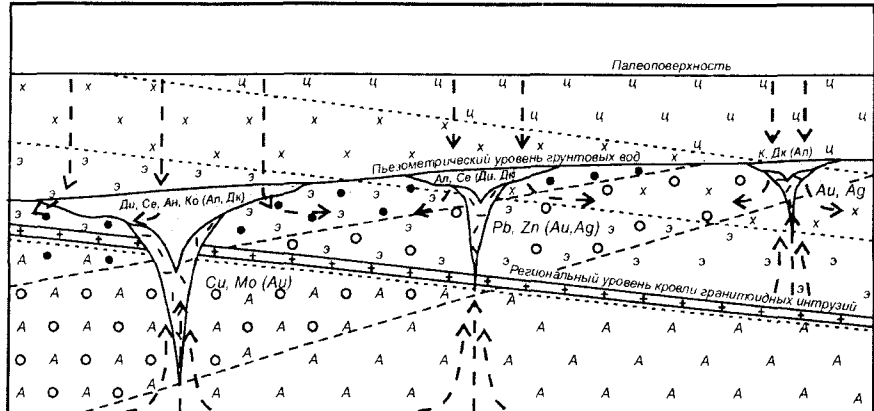


Рис. 47. Модель геолого-геохимических обстановок образования вторичных кварцитов и связанных с ними рудных месторождений.

1 – паровая “шляпа”; 2 – область вскипания гидротерм (паро-водная смесь); 3 – вторичные кварциты; 4 – околорудные метасоматиты; 5–8 – фации площадных гидротермальных изменений: 5 – цеолитовая, 6 – хлорит-карбонатная, 7 – эпидотовая, 8 – амфиболовая; 9 – метеорные воды; 10 – эндогенные флюиды. Фации вторичных кварцитов: К – каолинитовая, Дк – диккитовая, Ал – алунитовая, Се – серицитовая, Ди – диаспоровая, Ан – андалузитовая, Ко – корундовая

размах оруденения и характер площадных изменений пород. Отмеченные условия более всего отвечают модели двухфазной системы, разработанной на примере современных геотермальных систем [White et al., 1971; Кигаи, 1979; Жатнуев, 2001; Рычагов и др., 1998].

На рис. 47 сделана попытка взаимоувязки всех перечисленных закономерностей. Важно подчеркнуть, что вертикальный ряд рудных месторождений халькофильного профиля (пропилитовый ряд Г.М. Власова или порфировая система R.Sillitoe) ввиду сходных условий образования вторичных кварцитов в приповерхностной части гидротермальной системы трансформировался в латеральный ряд.

Данная модель не претендует на полноту, в ней отражены наиболее общие закономерности образования вторичных кварцитов и предрудных метасоматитов в условиях кислотно-щелочной дифференциации

гидротермальных растворов. Рудный процесс – это завершающая стадия развития гидротермальной системы, она сдвинута по времени и накладывается на продукты ранней, объемной метасоматической стадии [Кига́й, 1979]. Рудный процесс более локализован в пространстве и проходит при участии преимущественно водного минерализованного флюида, большую роль в котором играют магматические растворы. Принципиальное значение имеет тот факт, что рудный процесс – это естественный завершающий акт развития гидротермальной системы, возможно, связанный с ее постепенной закупоркой, повышением давления и “схлопыванием” паровой зоны. Выкипание растворов и повышение их солёности также должно приводить к сжатию паровой зоны и поднятию уровня кипения [Жатнуев, 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокоглиноземистые вторичные кварциты распространены во внутренних зонах окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов различных районов мира, и ассоциируют с окисленными магматическими породами магнетитовой серии. В отдельных случаях, вероятнее всего, в условиях высокого температурного градиента, вторичные кварциты могут образовываться в ассоциации с восстановленными породами ильменитовой серии.

Вторичные кварциты залегают в виде пластообразных залежей, субсогласных с залеганием стратифицированных пород и секущих крутозалегающие интрузивные тела. Кровля залежей имеет выдержанное залегание, контролируемое зеркалом или пьезометрическим уровнем грунтовых вод. Подошва залежей менее выдержана и иногда испытывает погружения, образуя карманы и килевидные углубления в местах разгрузки питающих систем.

Вторичные кварциты образуют единый в генетическом отношении ряд. По минералогическому составу и температурам формирования среди них условно могут быть выделены низкотемпературный (100–150°C), среднетемпературный (150–250°C) и высокотемпературный (250–450°C) типы. Все типы вторичных кварцитов образуются в близповерхностной обстановке (давление менее 100 бар) при воздействии ультракислых растворов преимущественно метеорного происхождения.

От низкотемпературных вторичных кварцитов к высокотемпературным увеличивается количество фаций, возрастает объем залежей, более высокотемпературными становятся площадные пропилитовые изменения вмещающих пород, возрастает кристалличность интрузивных образований и изменяется характер рудной минерализации. С низкотемпературными слабозональными вторичными кварцитами ассоциируют золото-серебряные и серные месторождения, со среднетемпературными – золото (серебро)–полиметаллические, а с высокотемпературными полизональными вторичными кварцитами – месторождения медно-молибден-порфирового типа.

Вторичные кварциты являются неотъемлемой частью развитых гидротермально-рудных систем, слагая их верхнюю надрудную зону. Между вторичными кварцитами и залегающими ниже рудоносными метасоматитами существует резкий структурный и минералогический контраст.

Первые образуются при воздействии ультракислых флюидов, а вторые – щелочных и нейтральных. Кислотно-щелочное расслоение гидротермальных систем происходит за счет диспропорционирования соединений хлора, серы и углекислоты в условиях вскипания растворов.

Изложенные материалы показывают ошибочность представлений о вертикальной последовательности разнотемпературных рудных месторождений, развиваемых в модели, известной под названием “порфировой”. Гидротермальные рудные месторождения рассматриваемого вулканогенного типа, за исключением полихронных месторождений, образуют горизонтальный ряд. Положение гидротермальных систем в разрезе сверху регулируется уровнем обогащенных кислородом грунтовых вод, а снизу – уровнем вскипания гидротерм. Верхний уровень относительно стабилен для всех рудных месторождений, а нижний определяется температурой гидротерм и степенью открытости системы.

Сами вторичные кварциты за редким исключением безрудны, но, как правило, являются индикаторами оруденения на глубине. В этой связи остро встает проблема переоценки всех известных проявлений вторичных кварцитов на предмет обнаружения слабоэродированных и нескрытых рудных месторождений.

Литература

- Авдонин В.В.* О рудогенерирующей роли процессов ликвации // Докл. АН СССР, 1975. Т. 224, № 4. С. 909–912.
- Альшевский А.В.* О верхней возрастной границе окраинно-континентального ОЧВП // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. IX сесс. СВО ВМО. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 43–45.
- Бабкин Д.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Физико-химический анализ процессов формирования вулканогенных месторождений // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 185–191.
- Бакулин Ю.И., Кудаков В.В., Склярова Г.Ф.* Минеральное сырье для удовлетворения социальных потребностей населения // Минеральной сырьевой потенциал Хабаровского края и его использование. Хабаровск: Изд-во ДВИМС, 2001. С. 59–80.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Баскина В.А.* Ультракалийевые липариты Приморья // Сов. геол. 1978. № 1. С. 72–84.
- Беляков Л.В., Буриштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А.* Геологическое строение и структурно-морфологические особенности массивов вторичных Калактас и Кызыл Суран в Центральном Казахстане // Тр. лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964. Вып. 5. С. 302–312.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А.* Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИА – Природа, 1999. 215 с.
- Борисов А.А., Кадик А.А., Луканин О.А.* Влияние летучести кислорода и давления на редокс-реакции с участием элементов переменной валентности в расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. С. 118–182.
- Викторов В.Ф., Мещанинов Е.З., Азин В.Н.* Размещение околорудно измененных пород и оруденения на комплексном золото-молибденово-медном месторождении Алмалыкского района // Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971. С. 152–160.
- Власов Г.М.* О генетических типах вторичных кварцитов и их отношение к рудам // Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Тр. лаб. палеовулканологии. Вып. 3. Алма-Ата, 1964. С. 284–302.
- Власов Г.М., Василевский М.М.* Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта // Вопросы вулканизма. Материалы к первому Вулкнол. совещ., 1959, Ереван: АН Арм. ССР. 286 с.
- Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 237 с.
- Вулканические пояса Востока Азии / Отв. ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
- Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермально-гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. 344 с.
- Гаврикова С.Н., Бахтеев М.К.* Геология некоторых массивов вторичных кварцитов Коунрадского района (Северное Прибалхашье) // Геология рудных месторождений, 1965. № 4. Т. 7. С. 28–35.
- Гаврикова С.Н., Юдин И.М.* Метасоматическая зональность медно-молибденовых руд месторождения Коунрад и Карабас // Геология рудных месторождений, 1966. № 5. С. 45–60.

Газизова К.С. Медное месторождение Коунрад. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 3–130.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500000 / Отв. ред. И.Г.Рутштейн, Н.Н.Чабан. Чита, 1997. 239 с.

Гогошвили В. Г., Аревадзе Д. В. Температурные перепады при формировании Маднеульского месторождения (Южная Грузия) и оценка рудоносности глубин // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: АН СССР, 1972. С. 230–231.

Голованов И.М. Медно-порфировые месторождения кураминской металлогенической зоны среднего Тянь-Шаня // Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971. С. 61–70.

Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Диссертация на соискание степени д.г.–м.н. Владивосток, 1999. 387 с.

Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Гоневчук Г.А. Граниты Хингано-Олонойского рудного района // Тихоокеан. геол. 1991. № 6. С. 150–157.

Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Редкоземельные элементы в оловоносных гранитоидах // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации. Тез. докл. Всерос. совещ. Сыктывкар, 1997. С. 58–59.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р. и др. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикатор их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука. 1999. С. 109–119.

Гоневчук В. Г., Семеняк Б. И., Ишихара С. и др. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40, № 4. С. 326–335.

Гончаров В.И., Еремин Р.А. Физико-химические особенности формирования золото-серебряного оруденения Армянской вулcano-структуры // Колыма, 1971. № 12. С. 38–41.

Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулcanoгенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.

Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулcano-структуры // Новосибирск: Наука, 1974. 126 с.

Еркин В.М. Особенности сероносных фаций вторичных кварцитов Камчатки и Корякского нагорья // Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 102–112.

Жатнуев Н.С. Геохимический барьер на границе жидкость – пар в термоградиентной системе // Докл. АН СССР, 1985. Т. 284, № 4. С. 960–964.

Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др. Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость – пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканол. и сейсмол. 1991. № 1. С. 62–78.

Жатнуев Н.С. Модель эволюции кислотно-щелочных свойств флюида в гидротермальных системах с паровыми резервуарами // Докл. АН. 2001. Т. 379, № 2. С. 241–246.

Знаменский В.С., Гриненко В.А., Устинов В.И. Интраструктурное и интерминеральное распределение изотопов кислорода и серы при решении вопросов генезиса алунитовых пород (Курильские острова, Камчатка) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 5. С. 380–393.

Зотов А.В. Зависимость состава алунита от температуры его образования // Геохимия. 1971. № 1. С. 111–115.

Иванов В. В. Возраст золото-серебряных месторождений Омолонского, Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Западно-Камчатского, Центрально-Камчатского, Восточно-Камчатского и Большегурильского вулканогенных поясов Востока России: датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом и этапность оруденения // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ, 1997. С. 112.

Иванов И. П. Термодинамическое моделирование минеральных парагенезисов и зональности вторичных кварцитов на примере открытой системы $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // Геохим. 1993. № 5. С. 621–644.

Кига́й И. Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Оловянно-вольфрамовые, колчеданно-полиметаллические, золоторудные, сурьмяно-ртутные месторождения. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 7–34.

Колесников В. В., Смирнов А. М. Медно-порфировые месторождения северо-восточной части Токраусского синклиория (Центральный Казахстан) // Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971. С. 171–178.

Колесников Д. И., Шергина Ю. П., Розинов М. И. и др. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 1998. Т. 17, № 4. С. 80–86.

Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С. 36–50.

Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности // Докл. АН СССР. Т. 133, № 5. 1960. С. 1194–1199.

Котляр И. Н., Жуланов Г. И. Л. Эндогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые северо-востока Азии. Тез. докл. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. С. 30–32.

Крымский Р. Ш., Гавриленко В. В., Беляцкий Б. В. и др. Возраст и генезис W-Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным // Петрология, 1997. Т. 5, № 5. С. 552–560.

Лебедев В. А., Аракелянц М. М., Гольцман Ю. В. и др. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 70–83.

Лебедев В. А., Иваненко В. В., Карпенко М. И. Геохронология вулканоплутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K/Ar, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и Rb/Sr-изотопных методов // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 362–371.

Лебедев Е. Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 421).

Лейер. П. В., Иванов В. В., Раткин В. В. и др. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые Ag/Ag - определения возраста руд // Докл. АН, 1997. Т. 356, № 5. С. 665–668.

Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (средний Урал) // Тр. Института геологических наук. Сер. рудных месторождений. 1951. Вып. 134, № 15. С. 1–126.

Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. 1975. № 4. С. 16–32.

Мартьянов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.

Медно-порфировые месторождения Алмалыка. Ташкент: Фан, 1974. 186 с.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А.Жарикова и В.Л.Рушинова. М.: Научный мир, 1998. 490 с.

Мишин Л.Ф. Гидротермально измененные породы центральной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 95–111.

Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.

Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геол., 1986. № 6. С. 106–111.

Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.

Мишин Л.Ф. Геология и рудоносность субвулканических интрузий кислого состава Востока России. Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1995. 45 с.

Мишин Л.Ф. Гидротермально измененные породы и перспективная оценка месторождения Белая Гора // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1999. С. 172–176.

Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Мезозойский орогенный кислый магматизм Востока России // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Материалы второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. С. 140–144.

Мишин Л.Ф., Григорьев В.Б. Структурная позиция и зональность гидротермально измененных пород Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симп. Черкассы, 1981. С. 48–50.

Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геол., 1990. № 4. С. 69–77.

Мишин Л.Ф., Потоцкий Ю.П., Невструев В.Г. Геология, зональность гидротермально измененных пород и золото-серебряная минерализация купола Красивый (Ульинский прогиб) // Тихоокеан. геол., 1998. № 4. С. 106–116.

Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геол., 1992. № 6. С. 31–42.

Моисеенко В.Г., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруденения Бамского рудного узла // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 3. С. 369–371

Моисеенко В.Г., Дементуенко А.И., Степанов В.Л. и др. Возраст формирования руд Покровского золоторудного месторождения // Докл. АН. 1999^а. Т. 366, № 2. С. 221–224.

Моисеенко В.Г., Степанов В.Л., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского месторождения Приамурья // Докл. АН, 1999^б. Т. 369, № 3. С. 354–357.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 171 с.

Пагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития // Геотектоника. 1970. № 5. С. 26–32.

Найбородин В.И., Сидоров А.А. Рудно-формационный ряд золотых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 240–249.

Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1968. С. 321.

Некрасов Б.В. Основы общей химии. М.: Химия, 1965. Т. 1. 518 с.

Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 236 с.

Озеров К.Н. К генезису месторождения корунда и андалузита Семиз-Бугу (Казахская АССР) и вмещающих его “вторичных кварцитов” // Проблемы сов. геол. 1933. № 8. С. 123–153.

О’Нейл Дж. Геохимия стабильных изотопов в породах и минералах // Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 250–278.

Олейников А.В. Дискуссия к ст.: Лихт Ф.Р. Условия залегания и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геол., 1994. № 6. С. 55–67.

Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С. Первые Rb-Sr даты метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. РАН. 1987. Т. 295, № 5. С. 1219–1223.

Петраченко Е.Д. Метасоматические серные месторождения Камчатки и Курильских островов. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1967. 20 с.

Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск: Наука, 1974. 163с.

Пляшкевич Л.Н. Некоторые критерии поисков и оценки близповерхностных золото-серебряных месторождений // Геология месторождений полезных ископаемых. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. № 21. С. 63–71.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.

Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеан. геол., 2001. Т. 20, № 3. С. 47–54.

Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 201 с.

Пучков Е.В., Соколов В.Н., Гуляев А.Я. К вопросу о зональности вторичных кварцитов и локализации оруденения на примере Сокуркойского месторождения (Центральный Казахстан) // Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970. С. 109–114.

Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического комплекса. // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 367–370.

Романовский Н.П. Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.

Руб М.Г., Руб А.К., Кривошеиков Н.Н. и др. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 16–20.

Румянцев В.Н., Ганеев И.Г. Пространственная химическая дифференциация как основной механизм эволюции кислотности-щелочности гидротермальных растворов // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 137–140.

Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.

Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околорудной аргиллизацией, их причины и петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 10. С. 147.

Русинова О.В., Алышева Э.И. Структурно-морфологические особенности глинистых минералов из близповерхностных золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96, ч. 1. С. 101–114.

Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Степанов И.И. Пирит как индикатор структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // Вулканол. и сейсмол. 1998. № 4–5. С. 45–53.

Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Владивосток, 1994. 104 с.

Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. и др. Геологические и изотопно-геохимические обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минерал.-геохим. индикторы рудоносности и петрогенезиса. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1996. С. 93–105.

Секи-Фукс В. Калиевый метасоматоз и гидротермальное оруденение Карпатской рудоносной области // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1979. С. 156–160.

Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 142 с.

Соколов В.А. Некоторые основные вопросы генезиса и рудоносности вторичных кварцитов // Геология, геохимия и минералогия медно-порфириновых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969. С. 47–53.

Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 103 с.

Стюарт Д.Б. Образование богатых кремнеземом калиевых стекловатых пород // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 332–343.

Сухов В.И. Гидротермально измененные породы Нижнеамурской вулканогенной зоны // Проблемы метасоматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 62–72.

Сухов В.И. Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных районов Востока СССР. Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1981. 45 с.

Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Главатских С.Ф. Условия гидротермального преобразования пород Мутновской геотермальной системы (Камчатка) по изотопным данным // Геохимия. 1987. № 11. С. 1569–1579.

Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Ред. Глазунов О.М. Новосибирск: Наука, 1984. 214 с.

Томсон И.Н., Полякова О.П. Последовательность образования и направленная миграция металлогенических зон на примере орогена Приморья // Докл. АН. 2000. Т. 374, № 6. С. 809–812.

Тумлин П., Кларк С.П. Температурные условия рудообразования // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 367–388.

Трубников Л.М. Результаты и дальнейшее направление поисковых работ на медно-порфириновых рудах в Прибалхашье // Геология, геохимия и минералогия медно-порфириновых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969. С. 92–97.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах // М.: Мир, 1964. С. 9–196.

Ушаков О. П. К вопросу происхождения калиевых пород эффузивного облика (калцишпатофиров) на примере Центрального Казахстана // Зап. ВМО. 1972. Вып. 1. С. 67–75.

Фатьянов И. И., Лэйер П. О времени формирования золоторудного месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 217–219.

Филатова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

Фромберг Э. Д. О природе ультракалиевых липаритов // Докл. АН СССР. 1980. № 3. С. 684–687.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.

Хомич В. Г. Металлогения вулканоплутонических поясов Северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995. 342 с.

Хоссейни М., Русинов В. Л., Баранова И. Б. и др. Алунит в горах Таром (Северо-западный Иран) // Вестн. МГУ. 1998. Сер. 4, № 1. С. 34–40.

Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Ичжэн и др. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (Китай) // Тихоокеан. геол., 2000. Т. 19, № 1. С. 109–117.

Шеймович В. С., Патока М. Г. Питающие системы вулканов // Вулканол. и сейсмол., 1980. № 6. С. 21–32.

Шмонов В. М., Аксюк А. М., Алехин Ю. В. и др. Гидротермальные растворы и скарнообразование // Эксперимент в решении актуальных задач в геологии. М.: Наука, 1986. С. 278–306.

Щенетов С. В. Стратиграфия континентального мела Северо-востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.

Albino G. Time-pH-fO₂ paths of hydrothermal fluids and the origin of quartz-alunite-gold deposits // US Geol. Surv. Bull. 1994. № 2081. P. 33–42.

Fenner C. N. Borehole investigations in Yellowstone Park // Geol. Chicago. 1936. V. 44, N 2. P. 1–15.

Gastil G. The boundary between the magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.

Giggenbach W. F. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Barnes H. L. (ed.). New York, 1997. P. 737–796.

Gray J. E., Coolbaugh M. F. Geology and geochemistry of Summitville, Colorado: An epithermal acid-sulfate deposit in a volcanic dome // Econ. Geol. 1994. V. 89, N 8. P. 1906–1923.

Hall D. L., Sterner S. M. Diffusional re-equilibration of water in fluid inclusions: Implications to interpretation of inclusions in high-grade metamorphic rocks // Eos Trans. AGU. 1992. V. 73 (43), Fall Meeting Suppl. P. 649.

Heald P., Foley N. K., Hayba D. O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types // Econ. Geol. 1987. V. 82, N 1. P. 1–26.

Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – A reconnaissance study // Geology. 1989. V. 17. P. 788–791.

Kistler R.W., Peterman Z.E. Variations Sr, Rb, K, Na and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. P. 3489–3512.

Larson R.B., Taylor H.P. Solfataric alteration in the San Juan Mountains, Colorado: Oxygen isotope variations in a boiling hydrothermal environment // *Econ. Geol.* 1987. V. 28, № 4. P. 1019–1036.

Lipman P.H. Gold metallogeny of Chile on introduction // *Econ. Geol.* 1991. V. 86, № 6. P. 1187–1205.

Mukajama H. Genesis of sulphur in Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 1959. V II, N 11. P. 32–40.

133.Ohusa A. Sulphur deposits and groundwater of the Abuta mine // *Papers presented at the Annual Meeting of Mining and Metallurg Inst., Japan.* Tokyo, 1961. P. 10–18.

Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K. et al. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: Constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // *The Island Arc.* 1998. № 7. P. 271–282.

Otofuji Y., Matsuda T., Itaya T. et al. Late Cretaceous to early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote-Alin, far eastern Russia: Implications for deformation of East Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995. V. 130. P. 95–108.

Potter II, R.W. Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O // *U.S. Geol. Survey J. Res.* 1977. V. 5. P. 603–607.

Potter R.W., Brown D.L. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500°C at pressures to 2000 bars based on a regression of available data in the literature // *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1977. 1421–C. 36 p.

Roedder E. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, 1984. V.12. Washington, Miner. Soc. Am. 644 p.

Savin S.M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970. V. 34. P. 43–64.

Seppard S.M.F., Taylor H.R. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Bjulder batholith and the Butte ore deposits, Montana // *Econ. Geol.* 1972. V. 67, N 6. P. 926–946.

Shoen R., White D.E., Hemley J.J. Argillization by descending acids at Steamboat Springs, Nevada // *Clays Clay Minerals.* 1974. V. 22, N 1. P. 1–23.

Sillitoe R.H. Appraisal of the bulk potential of selected precious-metal properties in Bolivia. // *United Nations Development Programme. Proyecto BOL/87/12, Unpubl. Rep.* New York. 1988. 25 p.

Sillitoe R.H. Gold metallogeny of Chile – an Introduction // *Econ. Geol.* 1991. V. 86, N 6, p 1187–1205.

Sillitoe R.H., Steele G.B., Thompson F.H. et al. Advanced argillic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt // *Mineralium Deposita*, 1998. V. 33. P. 539–546.

Steele G.B. Metallogenesis and hydrothermal alteration at Cerro Rico, Bolivia. Unpubl PhD Thesis, University of Aberdeen, Scotland. 1996. 435 p.

Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand // *Econ. Geol.* 1953. V. 48, N 1. P. 1–13.

Stoffregen R. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado // *Econ. Geol.* 1987. V. 82, N 6. P. 1575–1592.

Sugaki A., Kusachi I., Shimada N. Granite-series and -types of igneous rocks in the Bolivian Andes and their genetic relation to tin-tungsten mineralization // *Mining Geol.* 1988. V. 38. P. 121–130.

Tacker R.C., Candela P.A. Experimental determination of crystal-melt partitioning of molybdenum in high-silica systems // Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs, Ann. Meet., 1985. P. 732.

Taylor H.P., Jr. The application of oxygen and hydrogen. Isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 843–883.

Thompson J.F.H., Lang J.R., Thompson A.J.B., Aguirre R., Potherin C., Lane R.W. Vertical and lateral zoning in the Tasna Bi-W-Sn-Au camp, southern Bolivia. // Geol. Soc. Am. Abstr. Progs. 1996. V. 28. A-403.

White D.E., Muffler I.J.P., Truesdell A.H. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems // Econ. Geol. 1971. V. 66, N 1. P. 75–97.

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // SAG Newsletters, 1995. N 23. P. 8–13.

Whitney J.A. Composition and activity of sulphurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhothite bearing silicic system // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 86–93.

Содержание

Введение	5
Глава 1. Методы исследования	7
Глава 2. Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии, их зональность и место в них вторичных кварцитов и халькофильной рудной минерализации	12
2.1. Вулcano-плутонические пояса и системы	12
2.2. Вулcano-плутонические системы и этапность рудообразования ...	17
2.3. Зональность вулcano-плутонических систем	20
2.4. Металлогеническая зональность	32
Глава 3. Вторичные кварциты алунитовых и серных месторождений Востока России	35
3.1. Шелеховский массив	35
3.2. Месторождение Гряда Каменистая	42
3.3. Месторождение Маго	50
3.4. Искинское алунитовое месторождение	50
3.5. Бринеровский массив	53
3.6. Участок Майский	57
3.7. Вторичные кварциты серных месторождений современных вулканических областей	59
Глава 4. Вторичные кварциты, связанные с рудными месторождениями	63
4.1. Гидротермально измененные породы и вторичные кварциты золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового типа	63
4.1.1. Месторождение купола Красивый	63
4.1.2. Месторождение Белая Гора	83
4.1.3. Месторождение Утесное	94
4.1.4. Карамкенское месторождение	95
4.1.5. Месторождение сопки Рудной	97
4.1.6. Балейские месторождения	99
4.2. Вторичные кварциты золото-серебряных месторождений кислотно-сульфатного (высокосульфидизированного) типа	99
4.3. Вторичные кварциты гидротермальных полиметаллических месторождений	104
4.4. Вторичные кварциты и зональность гидротермально измененных пород на медно-молибден-порфириновых и колчеданных месторождениях	104
4.4.1. Месторождение Коунрад	106
4.4.2. Месторождения Карабас, Южное Бесшоки, Кояндышское и Сокуркойское	108
4.4.3. Кураминская металлогеническая зона	111

4.4.4. Кабанское колчеданное месторождение	112
4.5. Вторичные кварциты месторождений с литофильной минерализацией	112
Глава 5. Природа высокоглиноземистых вторичных кварцитов	115
5.1. Геологические условия образования вторичных кварцитов	115
5.1.1. Структурные особенности залежей вторичных кварцитов ...	115
5.1.2. Минералогия, фациальный состав и вертикальная зональность вторичных кварцитов	118
5.1.3. Связь вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями пород и магматизмом	122
5.2. Физико-химические условия образования вторичных кварцитов	126
5.2.1. Результаты изотопных исследований	126
5.2.2. Температура, давление и флюидный режим	127
5.3. Природа кварцитообразующего флюида и место вторичных кварцитов в гидротермально-метасоматической системе	133
Глава 6. Связь вторичных кварцитов с рудоносностью	142
Заключение	149
Литература	151

Contents

Introduction	5
Chapter 1. Methods of investigation	7
Chapter 2. Mesozoic-Cenozoic volcanic-plutonic belts and systems in the continental part of East Asia, their zoning, and place of quartzite and chalcophile ore mineralization in them	12
2.1. Volcanic-plutonic belts and systems	12
2.2. Volcanic-plutonic systems and stages of ore formation	17
2.3. Zoning of volcanic-plutonic systems	20
2.4. Metallogenic zoning	32
Chapter 3. Secondary quartzite of alunite and sulfur deposits in East Russia	35
3.1. Shelekhovsky massif	35
3.2. Gryada Kamenistaya deposit	42
3.3. Mago deposit	50
3.4. Iskinsk alunite deposit	50
3.5. Brinerovsky massif	53
3.6. Maisky site	57
3.7. Secondary quartzite of sulfur deposits in modern volcanic areas	59
Chapter 4. Secondary quartzite associated with ore deposits	63
4.1. Hydrothermally altered rocks and secondary quartzite in gold-silver deposits of adularia-sericitic type	63
4.1.1. Krasivy Dome deposit	63
4.1.2. Belaya Mount deposit	83
4.1.3. Utesnoye deposit	94
4.1.4. Karamenskoye deposit	95
4.1.5. Rudnaya Mount deposit	97
4.1.6. Baleiskiye deposits	99
4.2. Secondary quartzite in gold-silver deposits of acidic-sulfate (highly-sulfidized type)	99
4.3. Secondary quartzite in hydrothermal polymetallic deposits	104
4.4. Secondary quartzite and zoning in hydrothermally altered rocks in copper-molybdenum-porphyry and pyrite deposits	104
4.4.1. Kounrad deposit	106
4.4.2. Karabas, Yuzhnye Besshoky, Koyandyshskoye and Sokurkoiskoye deposits	108
4.4.3. Kuraminsk metallogenic zone	111
4.4.4. Kabanskoye pyrite deposit	112
4.5. Secondary quartzite in deposits with lithophile mineralization	112

Chapter 5. Nature of high-alumina secondary quartzite	115
5.1. Geological conditions of secondary quartzite formation	115
5.1.1. Structural peculiarities of secondary quartzite deposits	115
5.1.2. Mineralogy, facial composition and vertical zoning of secondary quartzite	118
5.1.3. Relationship between secondary quartzite with spatial hydrothermal changes of rocks and magmatism	122
5.2. Physical-chemical conditions of formation of secondary quartzite ...	126
5.2.1. Results of isotopic studies	126
5.2.2. Temperature, pressure and fluidal regime	127
5.3. Nature of quartzite-forming fluid and place of secondary quartzite in hydrothermal-metasomatic system	133
Chapter 6. Relationship between quartzite and ore content	142
Conclusion	149
References	151

Научное издание

*Леонид Федорович Мишин,
Николай Викторович Бердников*

**ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ
И ИХ РУДОНОСНОСТЬ**

Редактор *Л.М. Смирнова*
Художник *Р.К. Стукалова*

Отпечатано с оригинал-макета,
подготовленного автором

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 17.01.2003 г.
Формат 60x84/16. Печать офсетная. Усл.п.л. 10,25. Уч.-изд.л. 9,85.
Тираж 200 экз. Заказ 31

Отпечатано в типографии ГУП «Издательство «Дальнаука»» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

