

УДК 553.412.4:553.521

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ЛЕЙКОГРАНИТАМИ И ЭПИТЕРМАЛЬНЫМИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫМИ РУДАМИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2014 г. Л. Г. Филимонова, Н. В. Трубкин, А. В. Чугаев

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва Ж-17, Старомонетный пер., 35*

Поступила в редакцию 14.04.2013 г.

В статье представлены данные о размещении зон калиевых и пропилитовых гидротермальных изменений в купольной вулcano-плутонической структуре, контролирующей на Северо-Востоке России позицию Дукатского рудного поля с одноименным уникальным эпитеpмальным Au-Ag-месторождением. Комплексные минералого-геохимические данные для пород и минералов зон гидротермальных изменений и ассоциирующих интрузий показали, что кварц-ярозит-серицитовые, кварц-пирит-серицитовые, кварц-адуляр-хлоритовые изменения происходили при участии потоков флюидов, связанных со становлением пальцеобразных выступов крупнопорфировых интрузий лейкогранитов повышенной калиевой щелочности в условиях дивергентных плитовых границ рифтогенного грабена, а кварц-клиноцоизит-кальцитовые, эпидот-хлоритовые, гранат-кальцит-хлоритовые – со становлением аналогичных тел K-Na-лейкогранитов в условиях конвергентных плитовых границ, активизированных в связи с формированием краевого Охотско-Чукотского вулканического пояса. Процессы фазовой сепарации и коагуляции отдельных порций восходящих флюидов приводят к образованию и стабилизации малоразмерных частиц самородного серебра и других рудных компонентов, способных вовлекаться в потоки вторичных гидротерм и рудообразующих флюидов. Данные изотопного состава Sr, Nd и Pb пород и минералов зон гидротермальных изменений, ассоциирующих интрузий и продуктивных рудных тел месторождения Дукаг показали, что их компоненты были заимствованы из областей ювенильной континентальной коры, преобразованной в домеловые периоды эндогенной активности. Компоненты нерудных минералов калиевых и пропилитовых гидротермальных изменений и ассоциирующих интрузий были заимствованы из глубоких областей, различающихся величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при близких значениях U/Pb, Th/Pb. Халькофильный свинец продуктов гидротермальной деятельности и меланократовых включений лейкогранитов был заимствован из областей с повышенными величинами U/Pb, Th/Pb.

DOI: 10.7868/S0016777014030010

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние исследования геологического строения различных типов эпитеpмальных месторождений благородных и цветных металлов показали, что их рудные тела и гидротермальные изменения вмещающих пород развиваются в рамках рудообразующих систем на площадях размером до несколько десятков км² (Sillitoe, 1975; Grant, Ruiz, 1988; White, Hedenquist, 1990; Sander, Einaudi, 1990; Hayba *et al.*, 1997; Жариков и др., 1998; и др.). В эпитеpмальных Au-Ag-месторождениях, связанных с развитием вулканогенных кальдер, приповерхностные гидротермальные изменения обычно составляют с продуктивными рудными телами практически единые плащеобразные зоны значительной протяженности. В рудных полях, связанных с положительными вул-

кано-плутоническими структурами, зоны гидротермальных изменений иногда оторваны от рудных тел на значительные расстояния. Они отличаются разнообразием минерального состава, появлением скарнов и скарноидов с марганцевыми минералами. Данные о геологическом положении зон гидротермальных изменений, минеральном составе и изотопно-геохимических характеристиках их пород и минералов используются для построения моделей эволюции гидротермальных рудообразующих систем, для разработки схем классификаций месторождений и критериев прогнозирования скрытой продуктивной минерализации.

В предлагаемой статье приводятся новые минералого-геохимические и изотопные данные для минералов и пород ранее выделенных зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля (Филимонова, 2002, 2004; Филимонова, Трубкин, 2004). Они позволили выделить минеральные ти-

Адрес для переписки: Л.Г. Филимонова. E-mail: flg@igem.ru

пы гидротермальных изменений и оценить роль минералообразующих процессов областей разгрузки восходящих флюидов в сложной цепи событий, приведших к образованию уникальных концентраций благородных и цветных металлов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Au-Ag-месторождение Дукат относится к уникальным объектам по запасам серебра и золота: соответственно 17 тыс. т и 40 т, при средних их содержаниях 500 и 1 г/т (Бростовская и др., 1974); Наталенко, Константинов, 2010). Оно располагается на Северо-Востоке России в области пересечения внешней зоны Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса и субмеридионального Балыгычан-Сугойского рифтогенного грабена. Эти две меловые геологические структуры развивались в краевой области Азиатской платформы на пермо-триасовых миогеосинклинальных отложениях верхоянского комплекса золотоносной Яно-Колымской складчатой системы. Ширина субмеридиональной структуры достигает 50 км, а протяженность — около 200 км (фиг. 1а, врезка). Рудное поле площадью около 50 км² располагается в центральной части грабена в области пересечения протяженных различно ориентированных региональных разломов и совпадает с вулканокупольным поднятием (фиг. 1а). Геометрический центр последнего фиксируется пальцеобразным выступом интрузии лейкогранитов повышенной калиевой щелочности, а кольцевые разломы и периферические зоны — периклинальным залеганием поздне меловых отложений, штоками и дайками К-Na-лейкогранитов. Границы рудного поля маркируются геохимическими аномалиями Ag (1–5 г/т), Au (>0.15 г/т), суммы цветных металлов (>10 г/т), К и Th, зафиксированных АГСМ, а также отрицательными полями силы тяжести (Константинов и др., 1998).

Аномальный характер глубинного строения грабена заключается в том, что отчетливые сейсмические отражения, связанные с плотностными неоднородностями метаморфизованных пород фундамента и меловой вулканогенно-осадочной толщи, установлены только в интервале 0–7 км от поверхности (Структура и строение..., 2007). На глубинах 70 и 88 км установлены квазигоризонтальные подкоровые поверхности, свидетельствующие о возможности заложения грабена на глубине 70–75 км. Наличие под уникальной по рудоносному потенциалу структурой участков сейсмической прозрачности предполагает переработку материала земной коры в процессах корово-мантийного взаимодействия (Сидоров и др., 2012).

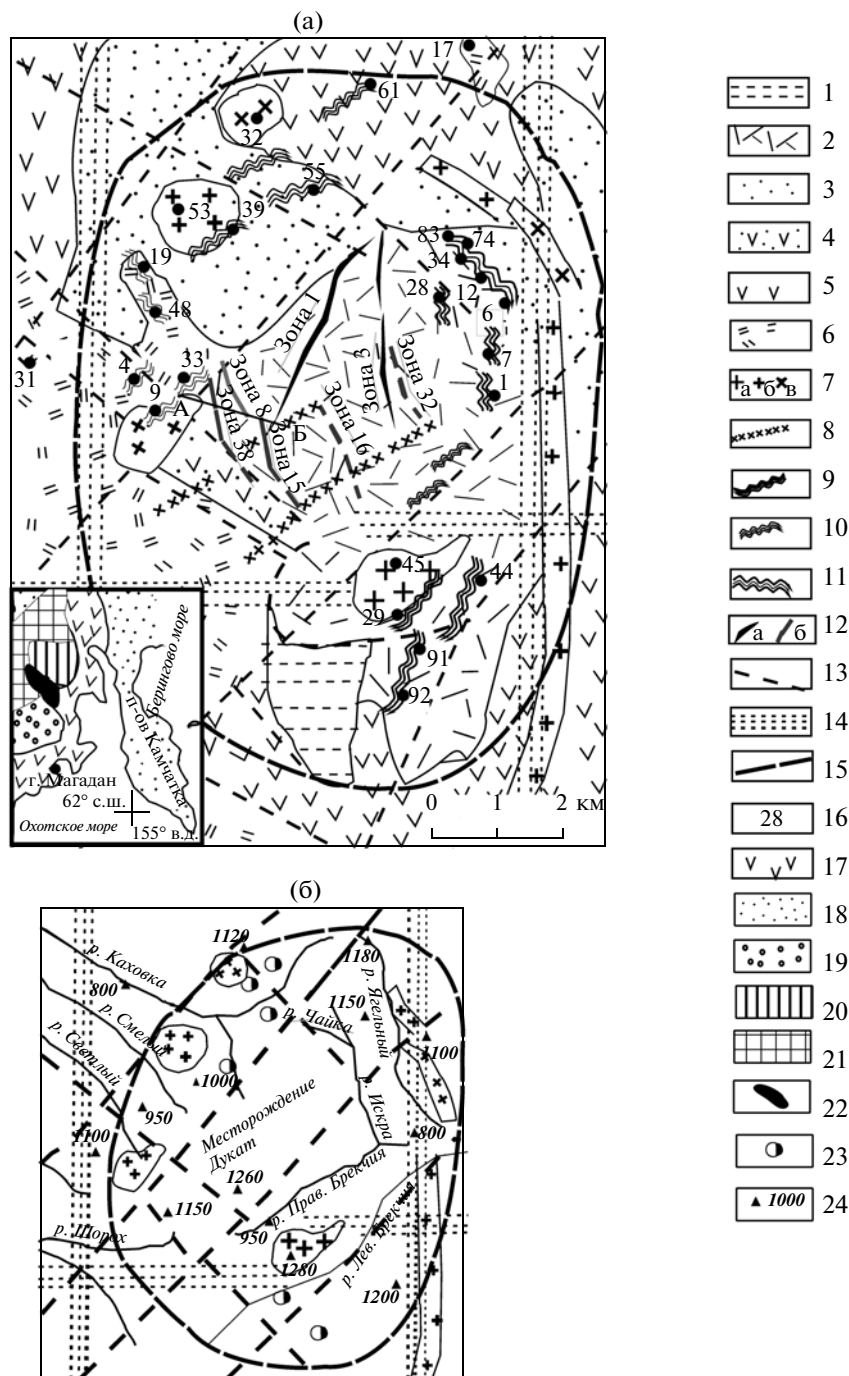
На современной поверхности рудного поля преобладают стратифицированные породы раннемеловой угленосной вулканогенно-осадочной

толщи, сформированные в условиях рифтогенного грабена и активизации субмеридиональных разломов. По особенностям своего строения и суммарной мощности более 4000 м вулканогенно-осадочная толща Балыгычан-Сугойского прогиба не имеет аналогов среди других похожих по происхождению толщ современных континентальных окраин. Пачки игнимбритов, мелкопорфировых, афировых и флюидальных калиевых риолитов аскольдинской свиты, составляющие основание толщи, преобладают в южной, относительно приподнятой части рудного поля, где обнажаются фрагменты пермо-триасовых метаморфических пород фундамента. В северной части рудного поля, отделенной от южной системой субширотных нарушений Буюндино-Гижигинской зоны разломов, распространены переслаивающиеся толщи песчаников, гравелитов, угленосных аргиллитов и алевролитов. Они содержат sill базальтов, афировых, олигофировых, флюидальных риолитов, относимых к аскольдинской свите.

Поздне меловые стратифицированные вулканогенно-осадочные толщи, образованные синхронно со становлением Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса, распространены на флангах рудного поля. Они представлены терригенными образованиями, толщами андезитов каховской и игнимбритов, мелкопорфировых и флюидальных риодацитов шороховской свит общей мощностью до 1200 м. В основании этой толщи залегает горизонт конглобрекций мощностью до 100 м. Его фрагменты обнажаются на западном фланге рудного поля.

Меловые вулканогенно-осадочные толщи прорваны пальцеобразными выступами интрузий лейкогранитов, редких габброидов. Интрузии и стратифицированные вулканы составляют породы двух вулканоплутонических комплексов. Крупнопорфировая интрузия лейкогранитов повышенной калиевой щелочности и калиевые риолиты аскольдинской свиты составляют рифтогенный вулканоплутонический комплекс, образованный в условиях дивергентных плитовых границ. U-Pb-возраст невадитов, определенный по акцессорному циркону, составляет 131.9 ± 2 млн лет (Петров и др., 2006). Химический состав лейкогранитов отличается низкими содержаниями оксидов Ca, Mg, Fe, повышенной калиевой щелочностью (Филимонова и др. 2006).

Крупнопорфировые интрузии умеренно-глиноземистых К-Na-лейкогранитов и риолиты, риодациты шороховской свиты северной части рудного поля, составляют вулканоплутонический комплекс, развитый в условиях границ конвергентных плит тыловой зоны краевого вулканического пояса. Rb-Sr-возраст интрузий составляет 84 ± 4 млн лет (Чернышев и др., 2005). На глубине



Фиг. 1. Схема геологического строения (а), орографическая схема (б) Дукатского рудного поля и его расположение на северо-востоке России (а, врезка).

1 – триас-юрские осадочно-метаморфические породы основания рифтогенного грабена; 2–3 – стратифицированные породы раннемеловой вулканогенно-осадочной толщи: калиевые риолиты аскольдинской свиты (2), угленосные алевролиты, песчаники омулчанской свиты (3); 4–6 – стратифицированные породы позднемеловой вулканогенно-осадочной толщи: конгломераты (4), андезиты, андезито-базальты каховской свиты (5), риодациты шороховской свиты (6); 7 – малые интрузии: раннемеловые лейкограниты-невадиты повышенной калиевой щелочности (а), позднемеловые К-Na лейкограниты-невадиты (б) и габброиды (в); 8 – палеогеновые дайки базальтов; 9–11 – зоны гидротермальных изменений: калиевые (9), пропилиты (10), области наложения пропилитов на калиевые изменения (11); 12 – рудные зоны месторождения Дукат: кварц-адуляр-хлоритовые (а) и кварц-родонитовые (б); 13–14 – системы разломов: глубинные рудоконтролирующие (13) системы скрытых региональных разломов субширотной Буюндино-Гижигинской и субмеридиональной Омсукчанской зон (14); 15 – внешние контуры Дукатского рудного поля; 16 – места отбора проб магматических и гидротермально измененных вулканических пород. На врезке (17–22): Охотско-Чукотский вулканический пояс (17), мезокайнозойский Чукотский и Корякский орогенный пояс (18), раннемеловой Верхоянский пояс (19), Омолонский кратонный террейр (20), Колымо-Омолонский супертеррейр (21), Балыгычан-Сугойский прогиб (22). 23–24 на фиг. 1б: сереброполиметаллические рудопроявления (23), высота над уровнем моря в м (24).

1330 м вскрыта кровля многофазового массива лейкогранитов аналогичного химического состава.

Лейкограниты двух типов изменены в условиях ранней щелочной стадии грейзенизации с развитием псевдоморфоз по породообразующим минералам и минерализованных меланократовых включений (Филимонова и др. 2006, 2012). Повышенные концентрации Ag, Pb, Zn, As и других халькофильных элементов в гранитоидах связаны с акцессорными минералами меланократовых включений.

Палеогеновые дайки базитов представляют собой наиболее поздний этап развития магматической деятельности на территории рудного поля. Они пересекают все известные магматические и гидротермальные образования.

Процессы продуктивной гидротермальной деятельности в пределах рудного поля носили циклический характер. Раннемеловая гидротермальная деятельность, связанная с раннемеловым этапом развития рифтогенного грабена, представлена кварц-адуляровыми, кварц-карбонат-полевошпатовыми прожилковыми зонами, обнаруженными в обломках позднемеловых конгломератов южной части рудного поля (Раевская и др., 1977).

С позднемеловой гидротермальной деятельностью связано образование Au-Ag-месторождения Дукат, расположенного среди афировых, флюидальных калиевых риолитов северной половины рудного поля на водоразделе pp. Каховка, Шорох, Лев. и Прав. Брекчия (фиг. 1а, б). Круто- и пологопадающие пучки разветвляющихся рудных тел образуют более 80 рудных зон и жил, прослеженных в ортогональном блоке площадью около 15 км² от приповерхностных уровней (1200 м) на глубину до гипсометрического уровня 600 м, где постепенно сменяются прожилковыми зонами. Их позиции контролируются субмеридиональными, северо-восточными и северо-западными разрывными нарушениями, крупноамплитудными сбросами. Протяженные (200–1200 м), мощные (до 20 м) минерализованные зоны состоят из рудных столбов, стволовых жил и в несколько раз превышающих их по мощности ореолов штокверковой, прожилково-вкрапленной минерализации, взрывчатых брекчий, туфизитов, содержащих рассеянный графит и углеродистое вещество. Мощность жил с раздувами и пережимами колеблется от 1 до 10 м, а их протяженность от 500 до 1500 м.

История формирования продуктивной минерализации месторождения Дукат разделена на два этапа (Раевская и др., 1977; Сахарова и др., 1981; Сидоров и др., 1989; Савва, Петров, 1996; и др.). С ранним этапом связывают развитие крутопадающих субмеридиональных, северо-восточных кварц-хлорит-полисульфидных, кварц-хлорит-адуляровых рудных тел, а с поздним — процессы реювинации последних и развитие северо-западных, пологопадающих, высокотемпературных жильных кварц-

родонитовых рудных тел. Rb-Sr-датировки жильного адуляра первых и кварц-адуляр-родонитовых микроагрегатов вторых составляют соответственно 84 ± 1 , 86.1 ± 2 и 73 ± 3 , 74 ± 1 млн лет (Константинов и др. 1998; Розин и др. 2004; Филимонова и Чугаев, 2006).

Для двух типов рудных тел характерны ритмичные колломорфно-полосчатые, кокардовые, каркасно-пластинчатые текстуры, зоны брекчирования, указывающие на длительный характер формирования рудовмещающих структур и последовательное отложение комплексов минералов в открытых трещинах. Среди жильных минералов значительную роль играют кварц, адуляр и хлорит. При этом в поздних кварц-родонитовых рудных телах получили широкое распространение минералы, богатые Ca, Mn (родонит, родохрозит, кальцит, спессартин-гроссулярный гранат, пьомонит, тефроит, бустамит, ильваит, оксиды Mn). Самородное серебро и акантит — главные ценные компоненты руд при вариациях Ag/Au от 250 до 450. Около 70% благородных и цветных металлов рудных тел сосредоточены в рудных столбах, бонанцах, гнездах, которые располагаются на сочленениях разнонаправленных рудных тел (пересечения 3 и 32, 1 и 15 рудных зон) с крупными рудоподводящими разломами, зонами повышенной трещиноватости, смятия или под экранами вулканогенно-осадочных пород (зоны 15, 38). Особенности минерального состава бонанцев, отраженные в высоких концентрациях Ag (до 60 кг/т), Au (до 150 г/т), акантита, сульфидов Ag, Pb, Zn, Cu, флюорита, графита, минералов Hg, Bi, Sb, Be, W, Cd, Sn, показывают участие в их формировании разнообразных по составу и свойствам гидротермальных растворов. Хотя в составе бонанцев зафиксированы многочисленные серебряные самородки, уникальные кристаллы самородного серебра, акантита, основная часть концентраций благородных металлов в них образована мелкими фракциями Ag (от <0.1 мкм до 0.1 мм) и Au (<0.01 мкм). Последние составляют колломорфные микроагрегаты и включения в рудных и жильных минералах (Сахарова, Брызгалов, 1981).

На месторождении выделяются более поздние типы непродуктивной грейзеновой минерализации с касситеритом, шеелитом, гелвином, флюоритом и прожилковой сульфидно-полиметаллической, прослеженной в продуктивных рудных телах и в палеогеновых базальтовых дайках (Варгунина, Андрусенко, 1983; Савва, Петров, 1996).

Зоны околорудных метасоматитов обрамляют ранние кварц-адуляровые рудные тела в виде богатых гидрослюдой линейных зон мощностью на верхних горизонтах около 100–200 м. Они характеризуются контрастными аномалиями Ag, Au, Cu, Sb, Pb, Zn. С глубиной мощность околорудных метасоматитов сокращается на порядок, а в

их составе возрастает роль эпидота, альбита, мусковита. В областях развития поздних кварц-родонитовых рудных тел подобные изменения проявлены слабо, а состав комплексных аномалий дополняется Ba, Mn и Be.

Зоны гидротермальных изменений маркируют протяженные зоны разломов. Все исследователи вулканических пород рудного поля отмечали в зонах гидротермальных изменений минерализованные полости с зернами флюорита, адуляра, ярозита, слюд, хлоритов, гранатов, эпидота, клиноцоизита (Варгунина, Андрусенко, 1983; Константинов и др., 1998; Филимонова, 2002, 2004; и др.). В статье представлены результаты комплексных исследований минералов и пород зон гидротермальных изменений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы гидротермально измененных пород, вулканитов, гранитоидов отобраны из коренных пород, вскрытых на поверхности горными работами, и из керна скважин.

Исследование внутреннего строения агрегатов новообразованных минералов и химического состава отдельных зерен размером >5 мкм проводилось с полированной и естественной поверхности образцов с помощью аналитического сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) JSM-5300, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Link ISIS, и рентгено-спектрального микроанализатора SX-50 Cameca.

Идентификация дисперсных зерен и наночастиц размером соответственно <5 и <0.1 мкм (100 нм) проведена по их химическому составу и по характеру соответствующих им картин микрофракции электронов. Последние были получены в просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ) JEM-100С, оборудованном рентгеновским энергодисперсионным спектрометром "Kevex"-5100.

Валовые содержания микроэлементов в породах и минералах определялись методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на спектрометре последовательного действия Philips PW 2400. Редкоземельные элементы анализировались методом плазменной спектрометрии (ICP-MS). Величины содержаний Ag определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре Thermo "X-Series".

Изучение Rb-Sr- и Sm-Nd-систем включало применение методов разделительной ионнообменной хроматографии и метода изотопного разбавления. Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd определялись с использованием смешанных изотопных трасеров $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$, $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$. Изотопные анализы выполнялись на термоионизационном масс-спектрометре Micromass Sector 54. Правильность

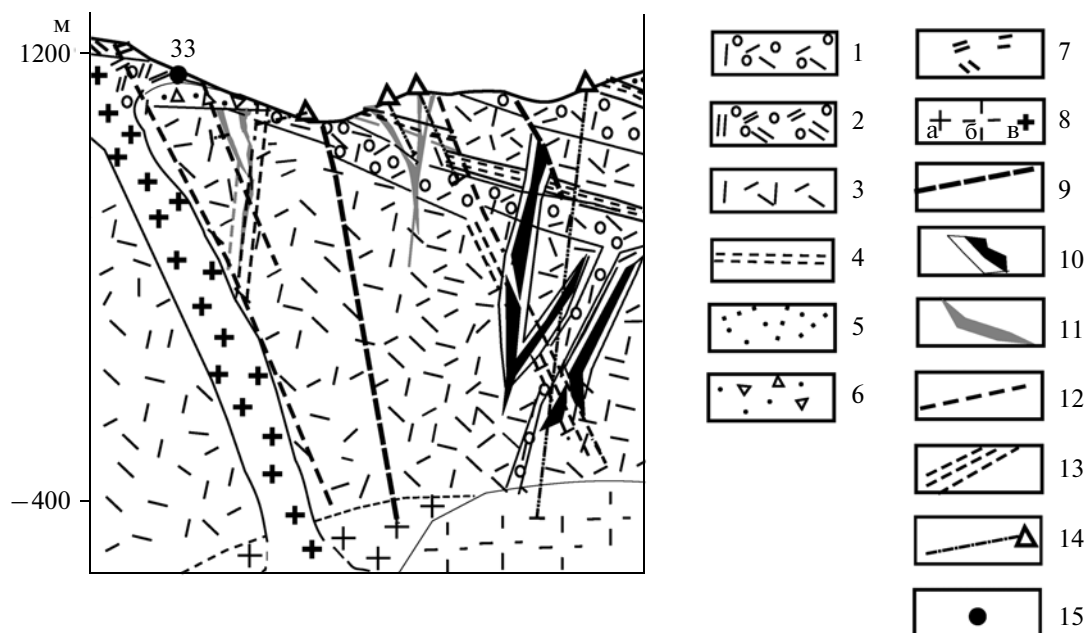
измерений контролировалась периодически анализами стандартных образцов SRM-987 для Sr и "Nd – LaJolla" для Nd. Погрешности измерения не превышали величину 0.005% для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 0.5% для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и 0.2% для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Определение изотопного состава свинца в минералах проводилось с помощью техники силикагелевого активатора (Чернышев и др., 1983) на термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Измеренные величины $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ корректировались на изотопное фракционирование пробы по результатам систематических анализов стандартного образца SRM 981. Суммарная погрешность полученных изотопных отношений свинца не превышала 0.05% на единицу разности масс. Коэффициент масс-дискриминации на единицу разницы масс составлял величину 0.0008 и 0.0006 соответственно.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ

Зоны гидротермальных изменений Дукатского рудного поля развиты по пластовым, линзовидным, коленообразным телам флюидальных калиевых риолитов и риодацитов, маркирующих участки протяженных разрывных нарушений, сближенных с пальцеобразными выступами интрузий. Области их распространения отделяют рудоносный блок от интрузий и включают серебро-полиметаллические рудопроявления (фиг. 1б). Видимая мощность обнаженных на поверхности пластовых зон не превышает 50 м, а протяженность по латерали достигает 700 м. Хотя данные о вертикальной протяженности крутопадающих зон отсутствуют, наблюдаемые уровни выхода на поверхность серий пластовых тел (800–1250 м) близки к уровням распространения богатых участков ранних и поздних продуктивных рудных тел (соответственно около 1100–1200 и 900–1100 м).

Зоны минерализованных калиевых риолитов располагаются в обрамлении интрузии лейкогранитов повышенной калиевой щелочности, в крутопадающих субмеридиональных разломах, фиксированных долиной руч. Искра (фиг. 1а). Пластовые тела флюидальных риодацитов располагаются в краевых зонах пальцеобразных выступов позднемеловых интрузий на водоразделах рр. Шорох, Правая Брекчия, Светлый, Смелый, Каховка и составляют позднемеловую вулканогенно-осадочную толщу, падающую под углом 75° – 80° к востоку и северо-востоку от зон северо-западных рудоконтролирующих разломов. В северо-восточной краевой зоне рудного поля (правый борт р. Каховка)



Фиг. 2. Схема соотношений пластовых тел флюидалных риолитов со стратифицированными ранне- и позднемеловыми породами, интрузиями лейкогранитов, продуктивными рудными телами в разрезе через западный фланг Дукатского рудного поля (профиль по линии АБ, фиг. 1). Составлено с использованием материалов А.И. Калинина (Калинин, 1985), М.М. Константинова, Н. Е. Наталенко (Константинов и др., 1998).

1–2 – афировые, сферолитовые, сферолоидные К-риолиты (1) и риодациты (2); 3–5 – раннемеловая стратифицированная вулканогенно-осадочная толща: мелкопорфировые К-риолиты, кристаллокластические игнимбриты аскольдинской свиты (3), углистые аргиллиты (4), песчаники, угленосные алевролиты, конгломераты омушканской свиты (5); 6–7 – позднемеловая стратифицированная толща: конглобрекчи основания (6); риодациты шороховской свиты (7); 8 – позднемеловые К-Na-лейкограниты: среднезернистые (а), порфириовидные (б); глубинной интрузии и крупнопорфировые лейкограниты-невадиты ее пальцеобразного выступа (в); 9 – дайки базальтов; 10–11 – продуктивные рудные тела месторождения Дукат: кварц-адуляр-хлоритовые и их околорудные изменения (белое) (10), кварц-родонитовые (11); 12 – разломы; 13 – поперечные зоны расщепления, повышенной трещиноватости, смятия, дробления, иногда фиксированные пластинами раннемеловых угленосных аргиллитов или залеченные палеогеновыми базальтовыми дайками; 14 – пробуренные скважины; 15 – место отбора сферолитовых риодацитов.

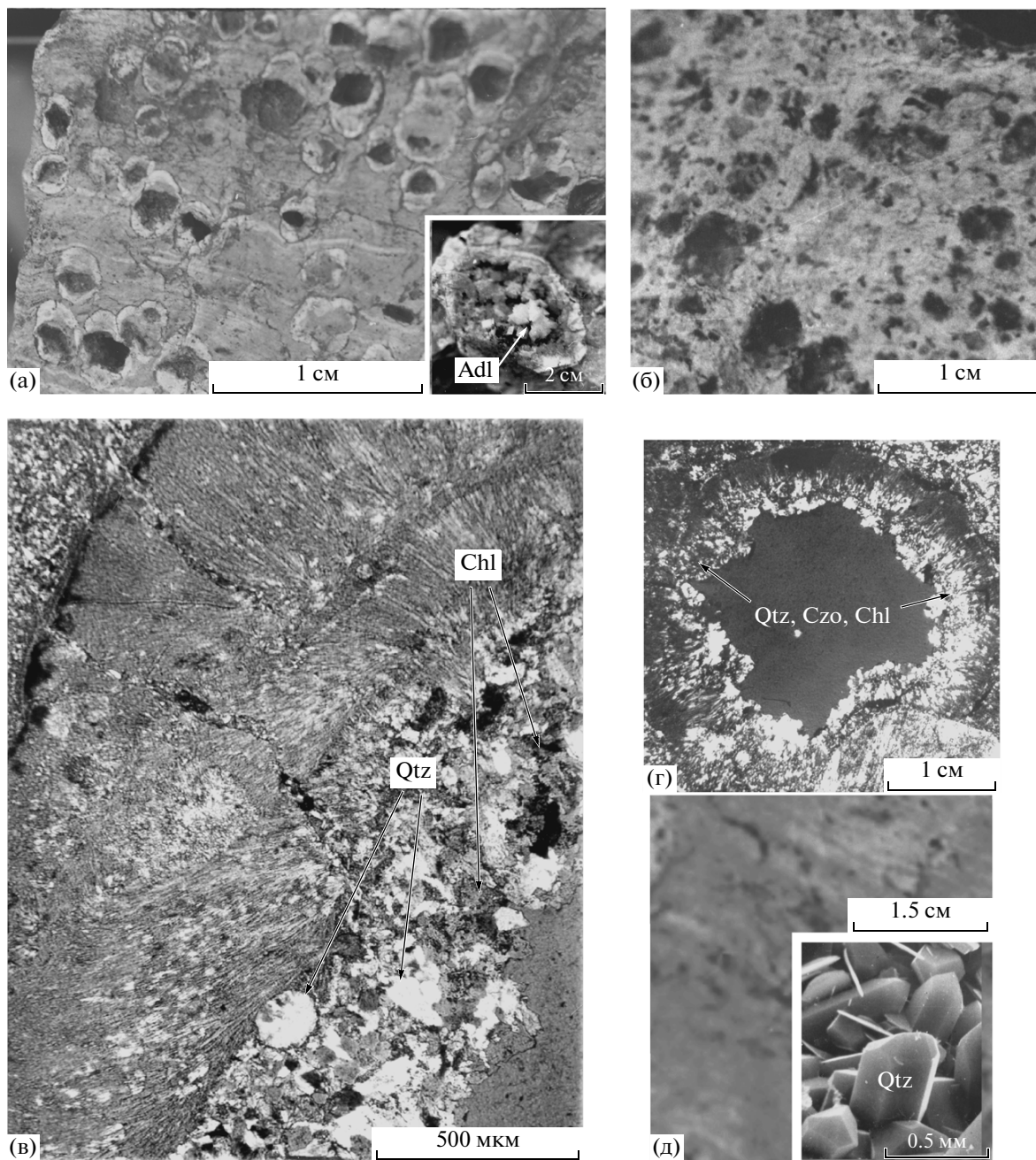
мощность линз флюидалных риодацитов снижается до нескольких десятков сантиметров.

Прослеженные в скважинах серии полого-, крутопадающих и коленчатых фрагментов пластовых тел, вместе с зонами повышенной трещиноватости, рудоконтролирующих разломов, оперяющих трещин и рудными телами, образуют единую сложно построенную лестничную систему коллекторов для гидротермальных флюидов (фиг. 2). Окружающие уплотненные мелкозернистые риолиты, угленосные аргиллиты вулканогенно-осадочной толщи служат водоупорными горизонтами.

Флюидалные риолиты и риодациты характеризуются светлыми тонами окраски, отчетливо выраженными флюидалными, сферолитовыми, сферолоидными структурами (фиг. 3а, б). Направления флюидалности обычно согласуются с очертаниями границ пластовых тел и, в случае разветвления последних, повторяют очертания резких изгибов. Трещины мощностью до нескольких миллиметров нарушают рисунок флюидалности риолитов, а волосовидные прожилки, не смещая флюидалные полосы, соединяются с

замкнутыми полостями, являясь для них подводящими каналами (фиг. 3в, г). Полости размером до 20 см располагаются вдоль тонких, причудливо изогнутых флюидалных полос, фиксируют центры скорлуповатых сферолитов и сферолоидов (фиг. 3а, врезка), а также области пересечения трещин.

Комплексы новообразованных минералов заполняют трещины, волосовидные прожилки и концентрируются в полостях, представлявших ловушки для малых порций гидротермальных флюидов. В системах трещин и полостей наблюдается единая схема последовательности образования гидротермальных минералов. Их раннюю группу образуют параллельно-шестоватые или радиально-лучистые скопления удлиненных призматических кристаллов бесцветного, прозрачного кварца размером до 1–2 см. Кристаллы, крепящиеся своими основаниями на стенках полостей и крупных трещин, сложенных уплотненной кварц-слюдистой массой, нередко составляют основную массу новообразованных минералов полых пространств. Следующая группа минералов,

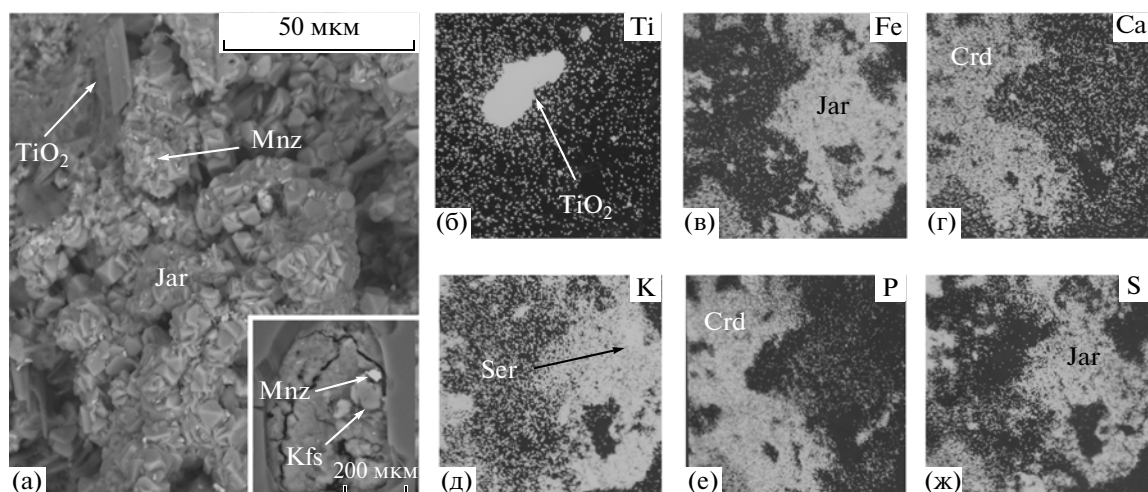


Фиг. 3. Фото естественной поверхности (а, б, д) и прозрачных шлифов (в, г) гидротермально измененных флюидалных риолитов и риодацитов.

а, б – штучные образцы калиевого риолита (а, обр. 12) с крупной литофизой (врезка справа внизу), риодацита (б, обр. 4) с полостями (темное), выполненными друзовидным кварцем и гидротермальными минералами. в–г – разрезы полостей риолита (в, обр. 12), риодацита (г, обр. 33), их стенок, пересеченных прожилками с кварцем и гидротермальными минералами; д – флюидалный калиевый риолит стратифицированной вулканогенно-осадочной толщи, прилегающей к рудному полю (обр. 3), с новообразованными кристаллами кварца и чешуйками слюды (врезка).
 Qtz – кварц, Chl – хлорит, Czo – клинозоизит, Adl – адулярь.

расположенная среди кристаллов кварца или полностью скрывающая их, образована взаимными срастаниями алюмосиликатов, более редкого кальцита и рудных минералов. Отложение гидротермальных минералов завершается формированием

коллоидных тонких минеральных смесей, расположенных на поверхности кварца и алюмосиликатов. В ряде случаев эти поздние образования корродируют ранние минералы или полностью заполняют свободные пространства полостей и трещин.



Фиг. 4. Фото гидротермальных минералов кварц-ярозит-серицитовых изменений (обр. 29).

а – срastания кристаллов кварца, ярозита, минералов TiO_2 , монацита и полиминеральное включение в кварце (врезка). б–ж – фото взаимных срastаний ярозита, серицита, крандаллита в рентгеновских лучах Ti, Fe, Ca, K, P, S.

TiO_2 – минералы TiO_2 , Jar – ярозит, Crd – крандаллит, Mnz – монацит, Ser – серицит.

Неравномерное распределение новообразованных минералов в зонах гидротермальных изменений стало причиной их пятнистой окраски. Скопления эпидота и железистого хлорита окрашены в зеленоватые тона, Мп-клиноцоизита и кальцита – розоватые, скородита и пирита – желтоватые, а оксидов Мп – в коричневатые и темно-серые до черного тона.

Данные об ассоциирующих новообразованных гидротермальных минералах позволили выделить минеральные типы калиевых изменений и пропицитов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ КАЛИЕВЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Зоны калиевых гидротермальных изменений представлены тремя минеральными типами, отличающимися обильным друзовидным кварцем.

Кварц-ярозит-серицитовые изменения прослежены в краевой юго-восточной части пальцеобразного выступа интрузии лейкогранитов повышенной калиевой щелочности (фиг. 1, обр. 29). Видимая мощность изменений не превышает 50 м, а протяженность составляет около 250 м. В ее пределах крупнопорфировые лейкограниты превращены в практически однородную уплотненную тонкозернистую кварц-серицитовую массу с полостями, образованными на месте выщелоченных вкрапленников калиевых полевых шпатов. Размер некоторых полостей достигает 2–3 см. Кристаллы новообразованных минералов занимают не более 30% объема полого пространства.

Призматический кварц преобладает среди новообразованных минералов (фиг. 4а). Он содержит по-

лиминеральные включения из зерен, близких по составу калиевому полевому шпату, монациту, железисто-магнезиальным алюмосиликатам (фиг. 4а, врезка).

Полиминеральные ярозит-серицит-крандаллитовые агрегаты составляют основную массу новообразованных минералов. Они образованы взаимными срastаниями бесформенных зерен ярозита, чешуек серицита, алюмофосфатов, минералов TiO_2 , монацита (фиг. 4б–ж). Химический состав серицита соответствует изоморфному ряду мусковит-фенгит (табл. 1; фиг. 5). Содержание FeO достигает 4.9 мас. % при практическом отсутствии Mg. Химический состав фосфатов близок к ряду минералов крандаллит-флоренсит, в которых величины содержаний PbO_2 , Ce_2O_3 соответственно достигают 5.8 и 10.2 мас. %. В химическом составе неупорядоченной массы, цементирующей указанные зерна, обнаружены мелкие фазы с содержаниями Ag, Pb, Zn, Cd, Bi, S от 0.24 до 0.7 ат. %.

Ярозит образует скопления мелких псевдокубических и дитетрагональных светло-желтых или желтовато-буроватых кристалликов размером до 150 мкм (фиг. 4а). Минерал содержит изоморфные примеси оксидов Si, Al, Na, P (соответственно до 3.66; 2.07; 0.27 и 2.2 мас. %) при низких (<0.3 ат. %) содержаниях Ce, La, Zn, As, связанных с мельчайшими включениями (Филимонова и др., 1993). По химическому составу минерал отличается от ярозитов, развитых по пириту продвинутых аргиллизитов золото-серебряных месторождений (Scott, 1990), повышенными содержаниями фосфора в позиции XO_4 (8 против <5%) и практическим отсутствием Na^+ в позиции А (<1 против 1–4.5%). Гипергенная разновидность ярозита, разви-

Таблица 1. Химический состав серицитов гидротермальных изменений Дукатского рудного поля (мас. %)

Минеральный тип гидротермальных изменений	Кварц-серицит-ярозитовый	Кварц-пирит-серицит-хлоритовый		Кварц-адуляр-хлоритовый			Тонкие минеральные смеси
		91	92	83 ¹	28	7	Серицит-сульфатная
№ образца	29	91	92	83 ¹	28	7	7
	Мас. %						
SiO ₂	46.91	44.95	46.5	46.65	44.99	46.28	52.84
Al ₂ O ₃	29.64	30.15	31.15	26.76	29.46	27.43	27.77
Cr ₂ O ₃	He обн.	He обн.	He обн.	1.14	0.03	0.84	He обн.
FeO	4.68	4.71	6.95	4.90	4.15	4.91	0.72
MnO	0.09	He обн.	He обн.	0.01	0.06	0.01	He обн.
MgO	He обн.	»	0.17	0.45	0.12	0.13	0.46
K ₂ O	9.45	9.12	9.81	9.45	9.12	9.58	6.20
Сумма	90.73	88.93	97.85	89.36	88.42	89.22	87.99
	Фор. ед. на 24 ат. О						
Si	6.60	6.46	6.40	6.72	6.53	6.68	7.26
Al ^{IV}	1.30	1.54	1.60	1.28	1.47	1.32	0.74
Al ^{VI}	3.52	3.57	3.41	3.26	3.57	3.34	3.76
Cr	—	—	—	0.3	—	0.10	—
Fe ⁺²	0.54	0.57	0.79	0.59	0.50	0.59	0.08
Mn	0.12	—	—	—	0.01	—	—
Mg	—	—	0.03	0.10	0.03	0.03	0.09
K	1.70	1.67	1.71	1.74	1.69	1.76	1.09
Fe/(Fe + Mg)	1	1	1	0.86	0.94	0.95	0.47
	Мол. %						
Фенгит	30	23	20	36	26	34	
Пирофиллит	15	16	15	13	15	12	45
Мусковит	55	61	65	49	59	53	55
Фуксит	—	—	—	2	—	1	—

Примечание. * В образце обнаружено 0.06 мас. % ZnO.

тая по пириту в зоне окисления месторождения Дукат (Двуреченская, 2001), отличается высоким содержанием молекулярной H₂O (18.2–20 мас. %) и пониженными концентрациями Fe₂O₃ и Al₂O₃ (соответственно до 36 и 0.8 против 42.6 и 2.1 мас. %).

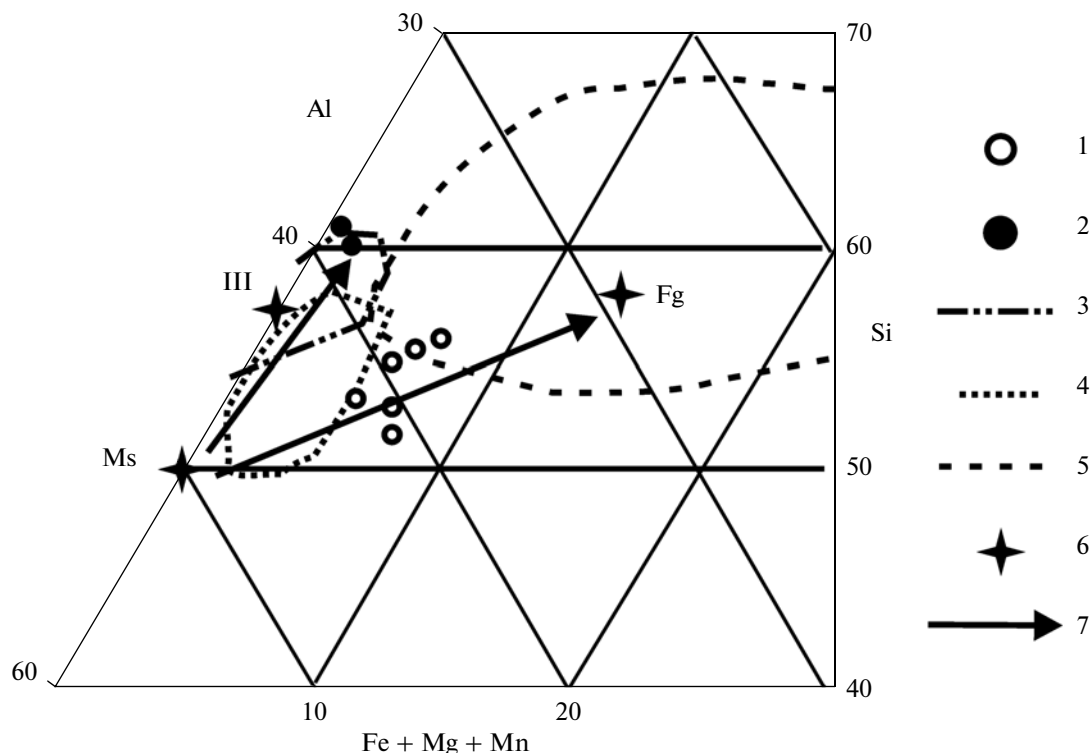
Минералы TiO₂ представлены прозрачными светло-бурыми дипирамидальными, призматическими, уплощенными (фиг. 4а) кристаллами анатаза, рутила, брукита (Филимонова и др., 2006). Большая их часть характеризуются скелетным обликом. В химическом составе обнаружены примеси Nb₂O₃ и Fe₂O₃ (соответственно до 2.5 и 3.2 мас. %).

Кварц-пирит-серицит-хлоритовые изменения развиты по пластовым телам флюидальных риолитов, удаленных от упомянутого выше выступа интрузии на многие сотни метров (фиг. 1а, обр. 91, 92, 44).

Кварц образует друзовидные сростания призматических кристаллов, преобладающих в полых пространствах (фиг. 6а). Некоторые из них образуют взаимные сростания с мелкими чешуйками, близкими по составу к хлориту (фиг. 6б).

Пирит представлен сростаниями кристаллов с комбинациями граней пентагондодекаэдра, куба и октаэдра, осложненных штриховкой (фиг. 6а, врезка).

Дафнит слагает различно ориентированные пачки пластин (фиг. 6в). Его химический состав (табл. 2; фиг. 7) характеризуется содержаниями Mn, превышающими таковые у хлоритов, развитых по минералам лейкогранитов (4.7 против 0.5–2.5 мас. %).



Фиг. 5. Состав слюды калиевых гидротермальных изменений Дукатского рудного поля в координатах Al – Si – (Fe + Mg + Mn).

1 – кварц-ярозит-серицитовые, кварц-пирит-хлорит-серицитовые и кварц-адуляр-хлоритовые зоны. 2 – серицит-сульфатные тонкие минеральные смеси кварц-адуляр-хлоритовых зон. 3–5 – слюды метасоматитов по В.А. Жарикову и др. (1998): аргиллизиты (3), березиты (4), эпигенетические осадочные отложения (5). 6 – составы мусковита (Ms), фенгита (Fg), иллита (Ill) по Диру. 7 – векторы изменения составов слюды ряда мусковит-иллит и мусковит-фенгит.

Серицит слагает белые чешуйки, часть которых образует взаимные сростания с хлоритом (фиг. 6в). Химический состав серицита соответствует изоморфному ряду мусковит-фенгит и отличается от серицита, ассоциирующего с ярозитом, снижением мусковитового компонента от 70 до 61 мол. % (табл. 1). Содержания FeO превышают аналогичные значения для слюды ряда мусковит-иллит, характерных для близповерхностных эпitherмальных золото-серебряных месторождений (фиг. 5).

Тонкие минеральные смеси, окрашенные в темно-серые тона, располагаются на поверхностях граней крупных кристаллов призматического кварца (фиг. 6г, обр. 91). В их составе преобладают мелкие (до 10 мкм) ромбические, таблитчатые зерна, близкие по химическому составу к кемпиту $[Mn_2^{+2} Cl(OH)_3]$ с небольшими примесями Ca, Fe, Zn и S. Соотношения суммы катионов и хлора колеблются от 1 : 1 до 2 : 1, а величины Mn/Ca, Mn/Zn, Mn/Fe, Cl/S соответственно равны 5, 10, 5, 20.

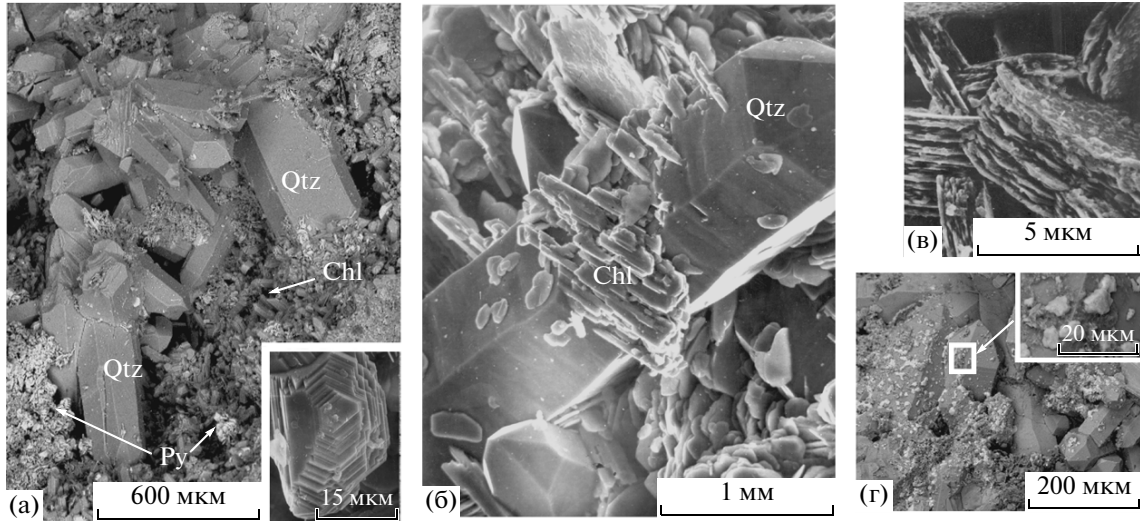
Кварц-адуляр-хлоритовые изменения развиты по силлам калиевых риолитов, фиксирующих субмеридиональную систему разломов восточной ча-

сти рудного поля (фиг. 1, обр. 1, 7, 28, 83). Они располагаются на абсолютных отметках 850–950 м в основаниях бортов рр. Искра, Чайка и в лев. борту р. Лев. Брекчия. Размеры крупных трещин и минерализованных полостей этих зон достигают соответственно до 1–2 и 7 см (фиг. 8а, врезка). Комплекс новообразованных минералов из друзовидного кварца, адуляра и дафнита близок к набору жильных минералов ранних продуктивных рудных тел месторождения Дукат. Оценки Rb-Sr-возраста адуляров этих двух гидротермальных образований практически совпадают и составляют соответственно 85 ± 1 и 84 ± 1 млн лет (Константинов и др., 1998; Филимонова, Чугаев, 2006).

Кварц образован обильными призматическими кристаллами размером до 0.5 см. Неровная поверхность граней многих индивидов осложнена ступенями роста.

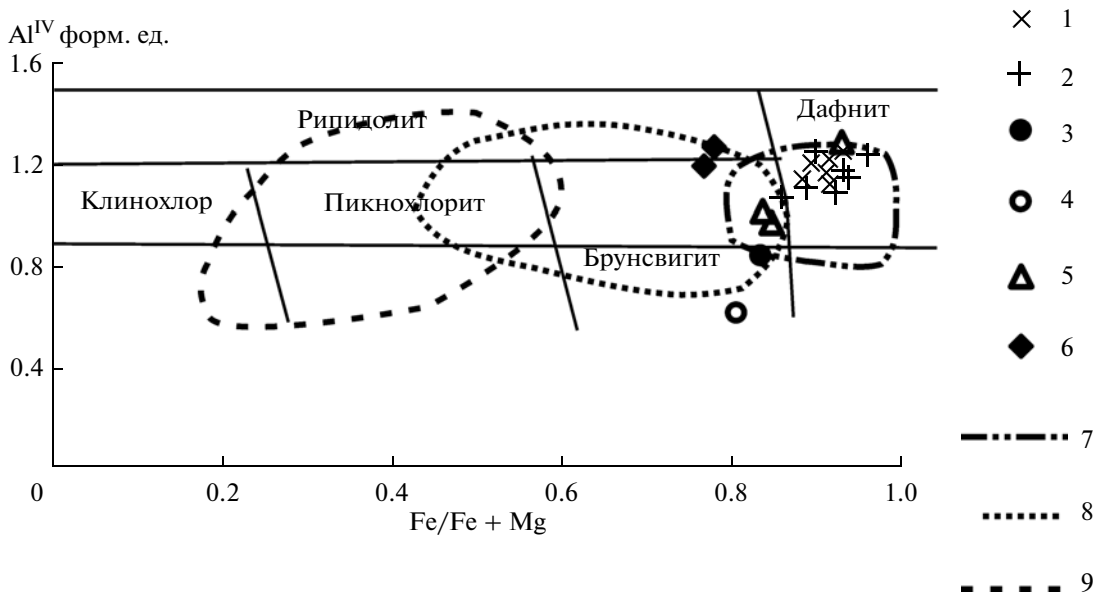
Адуляр представлен хорошо оформленными молочно-белыми ромбовидными кристаллами размером до 5 мм (фиг. 8а, б). В химическом составе минерала обнаружено до 3 мол. % альбита.

Альбит образует редкие, мелкие, плохо оформленные зерна, сростающиеся с адуляром. Содерж-



Фиг. 6. Фото минералов зон кварц-пирит-серицит-хлоритовых изменений.

а – сростания серицита и пирита располагаются среди ранних кристаллов кварца (на врезке сростания кристаллов пирита); б – кристаллы друзовидного кварца образуют взаимные сростания с чешуйками дафнита; в – различно ориентированные пачки из чешуек дафнита с развитыми на них малоразмерными чешуйками серицита; г – сростания малоразмерных угловатых кристалликов позднего кемпита, корродируют грани кварца. Py – пирит. Остальное см. фиг. 3.



Фиг. 7. Зависимость железистости ($Fe/Fe + Mg$) от величины Al^{IV} для хлоритов гидротермальных изменений, гранитоидов Дукацкого рудного поля и рудных тел месторождения Дукач.

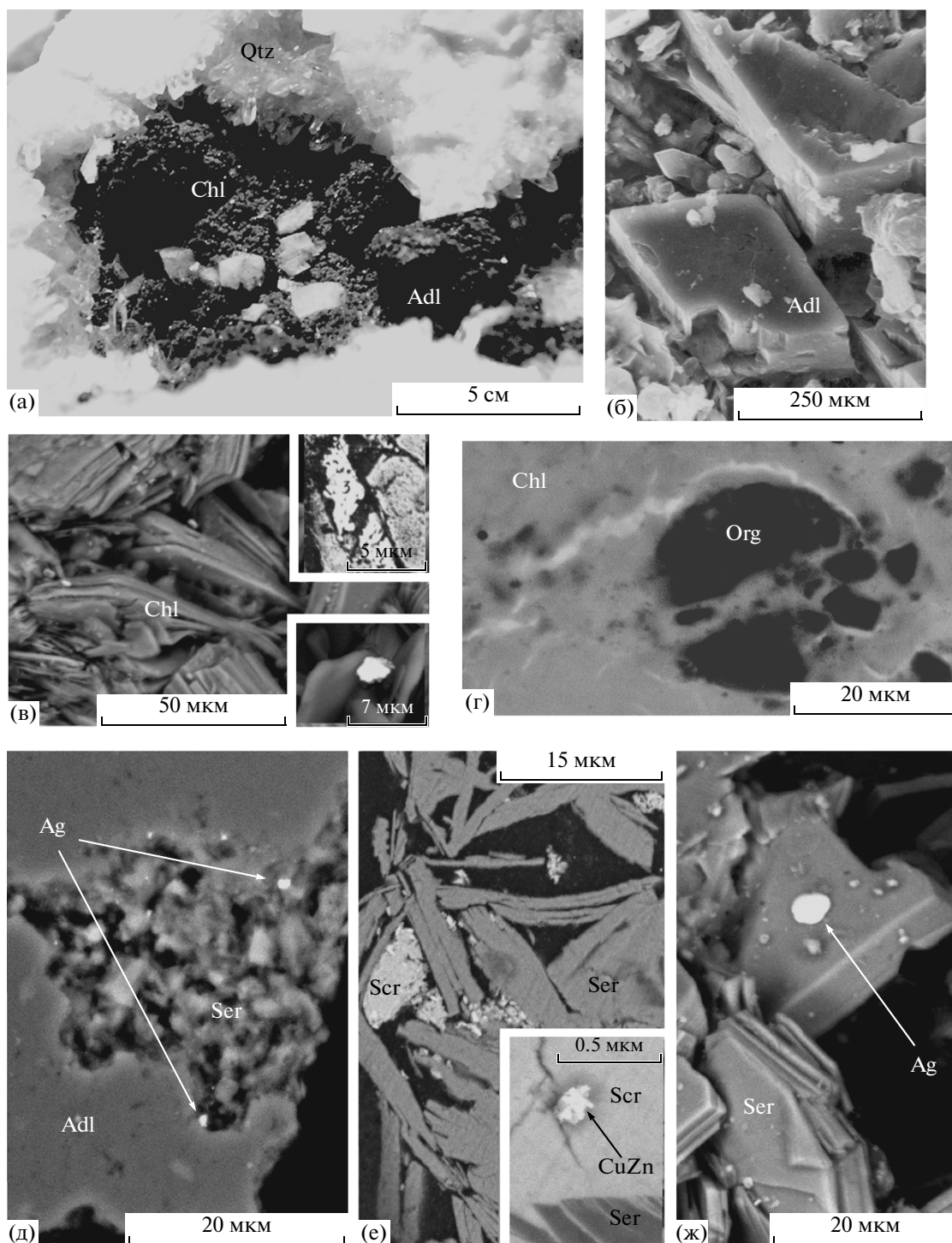
1–2 – гидротермальные изменения: калиевые (1) и пропилитовые (2); 3–4 – тонкие минеральные смеси пропилитовых изменений: тодорокит-хлоритовых (3) и вернадит-хлоритовых (4); 5 – кварц-адуляр-хлоритовые рудные тела; 6 – псевдоморфозы по биотитам лейкогранитов; 7–9 – поля (по Жарикову и др., 1998) для золотых и урановых месторождений (7), осадочных (8), метаморфических пород (9).

жания оксидов калия и кальция в их составе соответственно достигают 0.3 и 0.5 мас. %.

Серицит образует серебристо-белые чешуйки. Их химический состав отвечает ряду мусковит-фенгит при пониженных (49 мол. %) содержаниях мусковитового компонента (табл. 1, обр. 28).

Фуксит, хромсодержащая разновидность серицита, образует бледно-зеленые чешуйки, содержащие до 1.14 мас. % Cr_2O_3 (табл. 1, обр. 83, 7).

Дафнит представлен тончайшими темно-зелеными псевдогексагональными и овальными пластинами размером до 50 мкм (фиг. 8в). Их различно ориентированные пачки составляют розовидные,



Фиг. 8. Фото минералов кварц-адуляр-хлоритовых гидротермальных изменений.

а – полость литофизы калиевого риолита, выполненная кристаллами кварца, хлорита, адуляра; б – кристаллы адуляра с элементами скелетного облика; в – пачки пластин дафнита включают малоразмерные частицы (мелкие, белые) галенита и броскита (соответственно врезка вверх и вниз); г – тонкие минеральные смеси из битумов (Org) и хлорита включают тонкие прожилки (светло-серое) из фаз, обогащенных Fe, Ti; д – области контактов адуляра и серицита обогащены малоразмерными частицами самородного серебра; е–ж – изогнутые чешуйки серицита включают агрегаты из наноразмерных частиц скородита и CuZn – соединений (врезка) (е) и малоразмерные частицы самородного серебра (ж). Фото естественной поверхности и полированных шлифов (д, е) в СЭМ.

Ser – скородит, Ag – самородное серебро, Org – битумы, CuZn – медно-цинковые соединения. Остальное см. фиг. 3.

Таблица 2. Химический состав хлоритов гидротермальных изменений Дукатского рудного поля (мас. %)

Минеральный тип гидротермальных изменений	Кварц-пирит-серицит-хлоритовый		Кварц-адуляр-хлоритовый		Кварц-клинозоизит-кальцитовый				Эпидот-хлоритовый		Гранат-кальцит-хлоритовый	Тонкие минеральные смеси			Кварц-адуляр-хлоритовые рудные тела****		
	7	28*, **	39	4*	12**	6	48	55	74	74		74	вернадит-хлоритовая	тодорит-хлоритовая		4	
№ образца	91																
SiO ₂	25.50	24.80	23.46	24.32	25.21	25.97	25.07	23.51	27.14	33.45	30.66	22.83	25.07	26.17			
Al ₂ O ₃	19.50	21.55	21.36	21.00	22.28	20.05	20.19	21.05	23.04	22.41	25.15	16.69	20.75	21.01			
FeO	36.62	35.77	38.58	35.52	37.67	37.49	38.07	35.02	32.54	28.23	28.79	27.85	39.90	27.81			
MnO	4.70	5.96	3.58	3.92	2.58	2.89	1.84	6.58	4.17	2.40	1.58	0.69	3.12	0.87			
MgO	1.94	1.51	1.11	2.47	2.60	1.71	1.96	1.29	3.10	3.74	3.13	3.79	1.44	3.03			
Сумма	88.26	88.53	88.09	87.23	88.37	88.11	87.13	87.45	89.99	90.23	89.31	71.85	90.28	78.89			
Форм. ед. на 18 ат. О																	
Si	5.81	5.55	5.43	5.56	5.70	5.66	5.75	5.56	5.82	6.68	6.32	6.1	5.62	6.04			
Al ^{IV}	2.19	2.44	2.57	2.44	2.30	2.12	2.25	2.44	2.18	1.20	1.68	1.9	2.42	1.98			
Al ^{VI}	3.04	3.25	3.20	3.21	3.54	3.22	3.20	3.14	3.66	4.16	4.41	3.74	3.02	4.08			
Fe ⁺²	6.97	6.82	7.40	6.79	7.12	7.8	7.30	6.73	5.78	4.80	4.96	6.11	7.42	5.52			
Mn	0.91	1.15	0.70	0.84	0.67	0.56	0.36	1.32	0.78	0.42	0.28	0.16	0.58	0.18			
Mg	0.66	0.51	0.38	0.76	0.5	0.58	0.67	0.46	1.02	1.14	0.96	1.52	0.45	1.08			
Fe/Fe + Mg	0.91	0.93	0.95	0.90	0.88	0.93	0.92	0.94	0.85	0.81	0.84	0.81	0.94	0.83			
T, °C****	290	330	350	330	310	270	300	330	280	130	210	190	330	260			

Примечание. * В образцах 4 и 12 обнаружено соответственно 1.0 и 2.1 ат. % S; * в образцах - 4, 28 и 12 обнаружено соответственно 0.11, 0.09, 0.21 мас. % ZnO; *** температура образования хлоритов рассчитаны по уравнению: T = -61.92+321.98(Al^{IV}) с точностью 10 °C (Cathelineau, 1988); **** данные (Русинов, 1986).

комковатые, причудливо изогнутые гантелевидные и плащеобразные формы. Химический состав минерала отличается высокой железистостью (0.93–0.95). Подобная разновидность хлоритов присутствует среди жильных минералов ранних продуктивных рудных тел (табл. 2, фиг. 8).

Галенит образует редкие скопления мелких кристаллов среди пластин дафнита (фиг. 8в, врезка сверху).

Броккит (водосодержащий минерал группы апатита) представлен мелкими зернами, расположенными среди листочков дафнита (фиг. 8в, врезка внизу). В его химическом составе, кроме Са, Се, Th, P, обнаружены Sm и Gd (3.6 и 2.5 мас. % соответственно).

Битумные тонкие смеси образуют темные колломорфные скопления среди пластин хлорита и придают окраске последнего темные, практически черные тона (фиг. 8г). В химическом составе глобулярных и червеобразных выделений углеродистого вещества обнаружены примеси Са, Na, S (от 0.5 до 1.2 ат. %). Включения образованы бесформенными и волокнистыми фазами, содержащими Fe и Ti.

Серицит-сульфатные смеси, окрашенные в желтовато-оранжевые тона, располагаются на резорбированной поверхности зерен кварца, дафнита, щелочных полевых шпатов (фиг. 8д–ж). Химический состав серицита близок к разновидностям ряда мусковит-иллит (табл. 1, фиг. 5) и отличается от серицита, ассоциирующего с адуляром и хлоритом, пониженными содержаниями FeO (0.7 против 4.2–4.9 мас. %). С серицитом срastaются наноразмерные частицы, близкие по составу самородному серебру и его сульфиду (фиг. 8д, ж). Неоднородные оранжево-желтые полифазные агрегаты размером до 20 мкм (фиг. 8е) близки к составам скородита с 0.6–0.7 ат. % S, мелантерита и ярозита. Сульфаты и арсенаты содержат неоднородные включения (фиг. 8е, врезка) из наноразмерных Cu-Zn частиц с величиной Cu/Zn около 2.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОПИЛИТОВ

Зоны гидротермальных пропилитов развиты в северной части рудного поля по позднемиоценовым флюидальным риодацитам (фиг. 1, обр. 4, 9, 33, 48, 19, 39, 55, 61) и калиевым риолитам (фиг. 1, обр. 6, 74, 12). Они маркируют фрагменты зон диагональных разломов, областей их пересечения с субмеридиональными зонами.

Кварц-клиноцоизит-кальцитовые изменения развиты в пределах западного и северного флангов рудного поля. Они располагаются в краевых областях позднемиоценовых интрузий или на удалении от них на многие сотни метров. В пределах восточного фланга они развиты по пластовым те-

лам калиевых риолитов. Размеры полых пространств в зонах достигают 2–3 см. Степень их заполнения призматическим кварцем и гидротермальными минералами колеблется от 30 до 70%.

Кварц представлен призматическими кристаллами, сходными по морфологическому облику с кварцем калиевых изменений (фиг. 9а). Среди включений обнаружены мелкие фазы, близкие по составу сфалериту (фиг. 9б).

Клиноцоизит слагает веерообразные срastания удлинённых, копьевидных прозрачных бледно-розовых и желтовато-розоватых кристаллов со сглаженными ребрами, включениями, близкими по составу пириту и халькопириту, футлярообразными полостями, выполненными тонкими минеральными смесями (фиг. 9г). Химический состав минерала практически не зависит от состава вмещающих риодацитов или калиевых риолитов (табл. 3). Он характеризуется повышенным содержанием MnO (до 1.1 мас. %), пониженными содержаниями Fe₂O₃ (6.9–9.26 мас. %), примесями TiO₂ (до 0.15 мас. %), Cr₂O₃ (до 0.09 мас. %), ZnO (до 0.06 мас. %). Ритмичная зональность кристаллов связана с перераспределением Al, Fe и Mn. Рост содержаний Al₂O₃ сопровождается и снижением содержаний оксидов Fe и Mn.

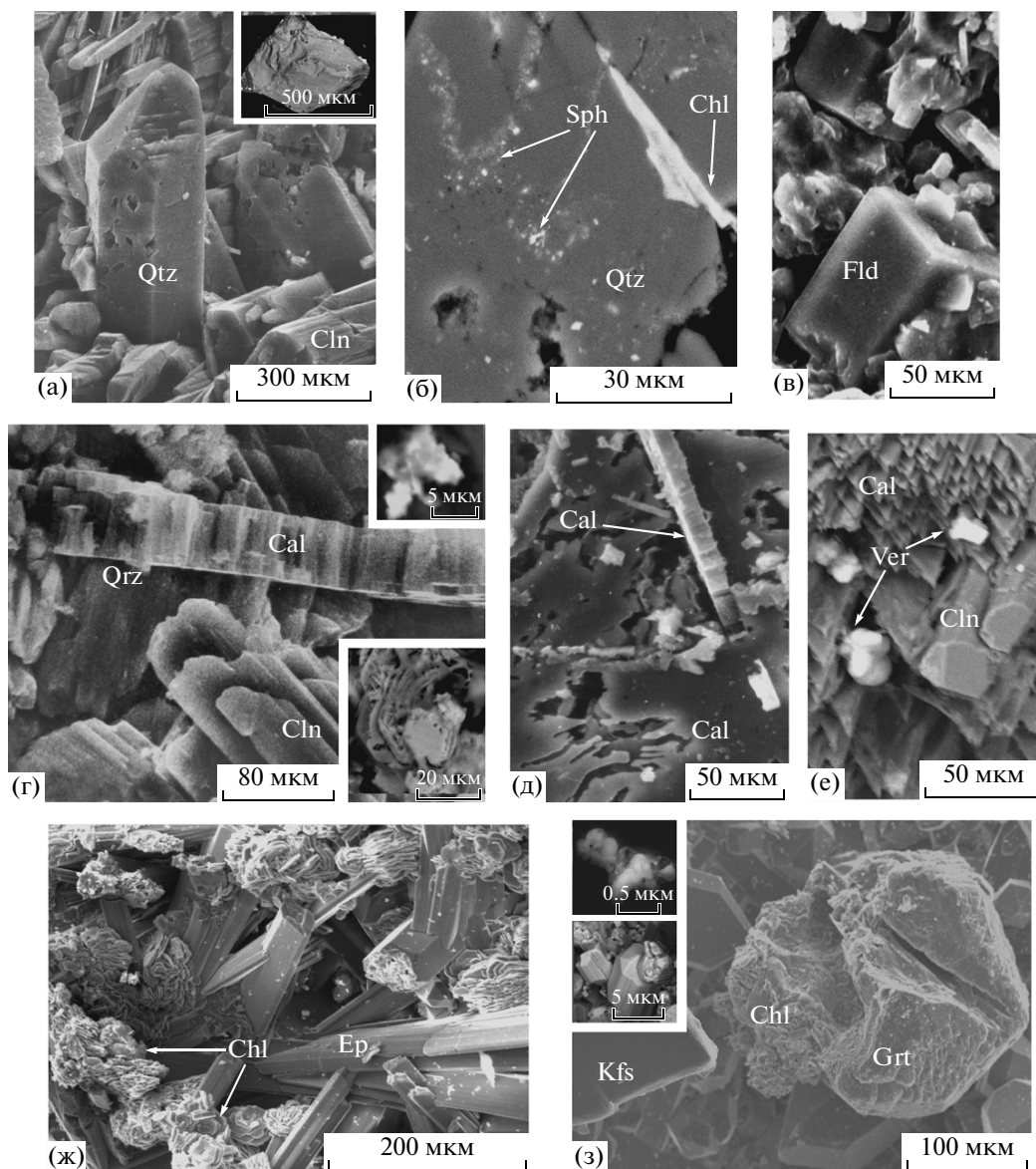
Щелочные полевые шпаты слагают брусковидные зерна (фиг. 9в), соответствующие по химическому составу альбиту и олигоклазу. Их химический состав отличается от состава адуляра зон калиевых изменений пониженным содержанием Rb (8.7 против 94–590 г/т) и повышенным Sr (196 против 8–20 г/т).

Дафнит близок по морфологическому облику аналогичному минералу зон калиевых изменений. Его химический состав отличается слабым ростом содержаний MgO (2.6–3.9 против 1.1–1.5 мол. %) при падении железистости от 0.91–0.95 до 0.88–0.93 (табл. 2, фиг. 7).

Ильменит образует мелкие (<50 мкм) практически черные скелетные зерна, расположенные в основании кристаллов клиноцоизита. Они содержат до 7 мол. % пиррофанита.

Пирит образует среди листочков хлорита кристаллики преимущественно кубической формы. Некоторые содержат глобулярные включения, близкие по составу галениту (фиг. 9а, врезка).

Кальцит представлен двумя морфологическими типами. Тончайшие пластины толщиной до 20 мкм характерны для зон западной части рудного поля, сближенных с интрузиями (фиг. 9г, д). Они разделяют полости на отдельные сегменты и сложены параллельно-шестоватыми кристалликами, перпендикулярными гладкой пористой поверхности. В их химическом составе обнаружено до 0.6 мас. % MnO. Блоки из взаимно ориентированных таблитчатых кристаллов заполняют полые простран-



Фиг. 9. Фото друзовидного кварца (а, б) гидротермальных минералов кварц-клиноцоизит-кальцитовых (а–е), эпидот-хлоритовых (ж), гранат-кальцит-хлоритовых (з) зон гидротермальных изменений. Фото естественной поверхности и полированного шлифа (б) в СЭМ.

а – резорбированные, искаженные кристаллы друзовидного кварца в сростании с клиноцоизитом; б – сростания кварца (с включениями сфалерита) и хлорита; в – скелетный кристалл олигоклаза среди чешуек дафнита; г – сростания резорбированного клиноцоизита и пластины кальцита, малоразмерные частицы Pb-Tl-Ba-тодорокита (врезка внизу), самородного серебра, соединений Ag, Tl, Cl (врезка сверху); д – взаимные сростания различно ориентированных пластин кальцита; е – сростания клиноцоизита, кальцита и колломорфных агрегатов из вернадита и коронадита; ж – сростания эпидота и дафнита; з – сростания спессартин-гроссулярового граната, адуляра, дафнита; малоразмерные частицы самородного серебра и PbO_2 (соответственно врезки сверху, внизу), слагающие с вернадитом поздние тонкие минеральные смеси.

Cln – клиноцоизит, Ep – эпидот, Sph – сфалерит, Fld – олигоклаз, Cal – кальцит, Grt – гранат, Ver – вернадит. Остальное см. фиг. 3.

ства в зонах изменений восточной части рудного поля (фиг. 9е). Они содержат примеси MnO и MgO, соответственно до 2 и 0.5 мас. %.

Тодорокит-хлоритовые тонкие смеси образуют колломорфные скопления в полостях зон, сближенных с малыми интрузиями. Они обогащены

различно ориентированными пластинами тодорокита размером до 20 мкм (фиг. 9г, врезка) и содержат малоразмерные (<10 мкм) частицы, близкие по составу железистому хлориту, эпидоту, альбиту, битумам с примесями Ca, Si, Fe, Si, P, Na. Химический состав тодорокита, кроме оксидов

Таблица 3. Химический состав минералов группы эпидота гидротермальных пропилитов Дукатского рудного поля

Минеральный тип гидротермальных изменений	Кварц-клиноцоизит-кальцитовый					Эпидот-хлоритовый				
	№ образца	4ц*	4к	39	6	12**	55	48	19	61
	Мас. %									
SiO ₂	38.20	38.42	38.10	38.75	39.03	36.94	38.51	38.97	38.97	
TiO ₂	0.07	He обн.	0.15	He обн.	He обн.	0.42	0.05	0.10	0.10	
Al ₂ O ₃	28.65	27.88	26.88	27.58	23.20	26.02	24.08	22.08	22.08	
Fe ₂ O ₃	6.90	8.10	8.19	7.85	9.26	9.75	11.48	14.15	14.15	
MnO	0.90	1.01	1.08	1.99	1.17	0.67	1.07	0.93	0.93	
CaO	21.79	22.78	23.64	22.36	23.3	22.73	22.62	22.94	22.94	
Сумма	96.50	98.19	98.0	98.53	98.71	96.53	97.81	98.03	98.03	
	Фор. ед. на 12.5 ат. О									
Si	3.00	2.99	2.99	3.01	3.05	2.95	3.05	3.14	3.14	
Ti	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	0.01	0.01	
Al	2.65	2.54	2.46	2.52	2.37	2.40	2.25	2.03	2.03	
FeI ⁺	0.40	0.47	0.48	0.46	0.55	0.58	0.68	0.85	0.85	
Mn	0.06	0.07	0.07	0.13	0.10	0.04	0.07	0.07	0.07	
Ca	1.88	1.90	1.98	1.86	1.95	1.95	1.92	1.99	1.99	
Ps = Fe/Fe + Al	0.13	0.16	0.16	0.15	0.14	0.2	0.29	0.28	0.28	

Примечание. * ** В образцах обнаружено соответственно ZnO – 0.06 мас. %, Cr₂O₃ – 0.09 мас. %.

Mn, включает оксиды Ti, Pb, Ba, Ca (соответственно 19.32, 6.36, 1.91 и 1.34 мас. %) и углеродистое вещество (Филимонова и др., 2010). Химический состав железистых хлоритов соответствует ряду дафнит-брунsvигит, отличаясь от состава ранних дафнитов снижением содержания MnO до 1.6 мас. % и железистости до 0.84 (табл. 2, фиг. 7). Хлорит подобного состава отмечен среди жильных минералов продуктивных рудных тел месторождения Дукат.

Каолинит-пирофиллитовые тонкие смеси корродируют поверхность кристаллов клиноцоизита. В их минеральном составе преобладают неоднородные по Si/Al (1.0–1.6) чешуйки, близкие по составу каолиниту и пирофиллиту. Наноразмерные фазы образованы Ag, Ti, Pb, Cl, O, S (фиг. 9г, врезка вверху). Химический состав хлорсодержащих фаз близок к оксихлориду Ti, в котором величины содержаний Ti и Cl достигают соответственно до 48 и 31 ат. %, а примесей S, Pb, Ag – 2; 0.5 и 0.9 ат. %. От агрегатов глобулярных серебро-содержащих частиц с примесями S и Cl (соответственно до 0.7 и 0.5 ат. %) получены картины микродифракции с рефлексами, соответствующими кубической кристаллической структуре самородного серебра с $a \approx 4.08$ Е. Точечно-кольцевой характер рефлексов указывает на различную ориентацию нанокристаллов (Филимонова и др., 2010).

Вернадит-хлоритовые тонкие смеси развиты в субмеридиональных разломах восточного фланга рудного поля. Их рыжеватого-коричневые глобулярные образования (фиг. 9е) содержат плохо окристаллизованный псевдослоистый Fe-вернадит с примесями Ca, K, Zn, Pb, S, Cl, Ag, а также Pb-содержащий коронадит, кальцит, цинкит (Филимонова и др., 2010).

Эпидот-хлоритовые изменения развиты в северной и северо-восточной частях рудного поля, удаленных от малых интрузий на расстояние 1–2 км (фиг. 1, обр. 19, 48, 55, 61). Они обнажаются на водоразделах рр. Светлый, Смелый, Каховка, в левом борту р. Каховка и вскрыты скважинами на глубине 150 м от поверхности.

Эпидот образует темно-зеленые удлиненные призматические кристаллы с хорошо выраженными гранями и ребрами (фиг. 9ж). Его химический состав отличается от клиноцоизита повышенными содержаниями Fe₂O₃ (11.58–14.2 против 6.9–9.8 мас. %) и соответственно ростом величины Ps от 0.13–0.16 до 0.2–0.29 (табл. 3).

Дафнит отличается по своему химическому составу от дафнита, ассоциирующего с клиноцоизитом, слабым снижением содержания MnO от 2.5–6.5 до 1.8–2.9 мас. %.

Гематит слагает различно ориентированные пластины, сростающиеся с эпидотом. Содержа-

ния примесей Mn, Ti, Cr в его составе достигают соответственно 1.09; 1.10 и 0.72 мас. %.

Вернадит-гетит-халцедоновые тонкие смеси образуют глобулярные, почковидные, скорлуповидные формы, окрашенные в темно- и светло-коричневые тона, обычно заполняющие полые пространства прожилковых зон (Филимонова, 2002, 2010). Они широко распространены в зонах северо-восточной части рудного поля, где убывает количество раннего эпидота и хлорита. Их минеральный состав образован псевдослоистым Al-вернадитом с примесями Cl, S, Zn, K, Ag, K, игольчатым гетитом с примесями Zn, Pb, галлуазитом, кальцитом, каолинитом, халцедоном. В скорлуповидных формах чередуются слои, относительно обогащенные Si и Mn.

Гранат-кальцит-хлоритовые изменения развиты в зонах, маркирующих области пересечения диагональных разломов с субмеридиональной системой разломов восточного фланга рудного поля на пониженных (<950 м) абсолютных отметках. Их общая протяженность достигает 1.5 км. Комплекс минералов этой ассоциации наложен на ранее образованные минералы калиевых изменений (Филимонова, 2004).

Спессартин-гроссуляровый гранат образует желто-оранжевые несовершенные кристаллы с искаженными гранями и сглаженными ребрами (фиг. 9з). Содержания гроссулярового, спессартинового и алмандинового компонентов соответственно достигают 63; 22.7 и 9.3 мол. %.

Дафнит близок по химическому составу и морфологическому облику выше представленной разновидности минерала (табл. 2). Многие пластины содержат включения цинкита размером до 30 мкм.

Эпидот слагает тончайшие игольчатые кристаллы длиной 100 мкм. В составе некоторых из них обнаружено до 3 мас. % Se_2O_3 .

Адуляр слагает редкие ромбовидные кристаллы.

Кальцит представлен неправильными по форме зернами размером до 5 мм.

Флюорит представлен редкими, плохо оформленными, резорбированными зернами, окрашенными в сиреневые тона различной интенсивности. Их размер достигает 2–3 мм.

Вернадит-хлорит-церанитовые минеральные смеси образованы темно-бурыми и красновато-бурыми колломорфными образованиями. Их основная масса образована прочными срастаниями неупорядоченного Fe-вернадита, Fe-хлорита, церанита, мелкими призматическими кристаллами PbO_2 , близкими по составу платтнериту (фиг. 9д, врезка внизу), наноразмерными глобулярными частицами самородного серебра (фиг. 9з, врезка вверху). Химический состав железистых хлоритов соответствует ряду дафнит-брунсвитит с низкими (1.2) содержаниями Al^{IV} (табл. 2, фиг. 7). Хлориты

подобного состава образуют жильные минералы продуктивных рудных тел месторождения Дукат (табл. 2).

ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА НОВООБРАЗОВАННЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Размещение зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и особенности внутреннего строения позволяют рассматривать их в качестве крайних типов инфильтрационных метасоматитов, минералообразующие процессы в которых происходят в условиях высокой скорости движения потоков флюидов по трещинам от их источника до мест разгрузки и кристаллизации (Жариков и др., 1998; Reyes, 1990; и др.). Изучение закономерностей распределения новообразованных минералов в современных и древних гидротермальных системах Новой Зеландии, Филиппинских островов, Североамериканских Тихоокеанских окраин, сопровождаемое исследованиями газово-жидких включений минералов, измерениями температур и химического состава минералообразующих растворов, показало определенную зависимость состава и свойств продуктов гидротермальной деятельности от физико-химических условий минералообразования (Bird *et al.*, 1984; Fournier, 1985; Reyes, 1990; Beaufort *et al.*, 1992; Giggenbach 1997; Hayba *et al.*, 1997; Simmons *et al.*, 2000 и др.). Согласно полученным данным, минералы зон пропилитовых и калиевых гидротермальных изменений Дукатского рудного поля могли формироваться на глубинах 700–1500 м от палеоповерхности. Верхние границы этих областей располагаются на сотни метров ниже уровня грунтовых вод и отмечаются значениями изотерм $>200^\circ C$. Выше возникают условия для массового отложения халцедона, глинистых минералов, самородной серы. Нижние уровни ограничиваются изотермами $>350^\circ C$, где стабильны новообразованные биотиты, амфиболы и пироксены. Температуры образования дафнитов, образующих взаимные срастания с пиритом, клиноцоизитом, эпидотом, гранатом, щелочными полевыми шпатами, оцененные по содержаниям Al^{IV} (Cathelineau, 1988), согласуются с этим предположением и показывают, что совместное отложение алюмосиликатов могло происходить в условиях $350\text{--}280^\circ C$ (табл. 2).

Области потоков восходящих флюидов маркируются зонами калиевых изменений и кварц-клиноцоизит-кальцитовых пропилитов, расположенных в краевых зонах малых интрузий или удаленных от последних на первые сотни метров. Внутреннее строение зон отличается обилием полых пространств со стенками, выполненными

друзовидным кварцем. Рост прозрачных, призматических кристаллов кварца связывается с проникновением в сферу минералообразования опережающей волны потоков магматогенных кислотных флюидов, обогащенных соединениями хлора при температурах $>300^{\circ}\text{C}$ (Коржинский, 1957; Fournier, 1985; Giggenbach, 1997; Жариков и др., 1998). Несовершенный облик кристаллов с разнообразными минеральными включениями, их взаимные сростания с тонкими пластинами дафнита отражают неоднородный фазовый состав флюида и его сопряженность с поздними порциями нейтральных флюидов, отложивших гидротермальные минералы.

Развитие раннего кварца на стенках полых пространств ограничивало химическое взаимодействие вмещающих пород с поздними порциями нейтральных флюидов, из которых были отложены разнообразные алюмосиликаты. Широкое распространение среди последних высокожелезистого дафнита и ильменита показывает связь потоков восходящих флюидов с источником, уровни f_{O_2} в котором соответствовали равновесию магнетит-вюстит (Walshe, 1986). Такой источник мог формироваться в областях кровли интрузий, перекрытых угленосными вулканогенно-осадочными толщами с силлами калиевых риолитов. Последние могли являться источниками агентов-восстановителей в реакциях взаимодействия магматогенного флюида с породами кровли.

Широкое распространение в областях разгрузки флюидов адуляра, олигоклаза, пластинчатого кальцита, веерообразных, лентовидных скопленных скелетных кристаллов с метастабильными включениями указывают на то, что фазовое состояние флюидов не было стабильным, что они находились в состоянии периодического кипения (Henley *et al.*, 1984; Hayba *et al.*, 1997; Simpson, Mauk, 2001).

Обилие раннего кварца, калиевых минералов, отсутствие кальцита в зонах калиевых изменений указывают на высокие значения Cl/CO_2 в газовых фазах потоков восходящих флюидов, ассоциирующих с лейкогранитами повышенной калиевой щелочности, и преобладание K^+ среди их катионов. Снижение Cl/CO_2 в составе газовых фаз и повышение роли Ca^{+2} в составе их катионов выражаются в уменьшении друзовидного кварца и появлении обильного кальцита и клиноцоизита.

Зоны кварц-язозит-серицитовых изменений формировались с участием кислых хлоридно-сульфатных потоков флюидов, образованных в результате поглощения магматических газов и других компонентов инфильтрационными водами (Giggenbach, 1997). Появление язозита вместо обычного в таких условиях алунита следует связывать с повышенными содержаниями K^+ , $(\text{PO})^{+4}$ в

растворах, способствовавшими в условиях $\text{pH} > 3.7$ вхождению Al^{+3} в состав серицита, фосфатов.

Тесные сростания язозита с серицитом ряда мусковит-фенгит, свинецсодержащими фосфатами РЗЭ, монацитом, минералами группы TiO_2 при отсутствии пиррофиллита и каолинита позволяют рассматривать эту зону в качестве фрагмента корневой части раннемеловой рудоносной гидротермальной системы. Принадлежность серицитов к ряду мусковит-фенгит указывает не только на значительное удаление места их отложения от палеоповерхности, но и на повышенное давление H_2O в области минералообразования (Massone, Schreyer, 1997).

Зоны кварц-пирит-серицит-хлоритовых изменений, удаленных от интрузии, могли формироваться в связи с проникновением в ослабленные зоны слабокислых флюидов. Снижение кислотности и степени окисленности серы в потоках магматогенных флюидов можно связывать с ростом роли вещества угленосных аргиллитов в формировании их состава.

Зоны кварц-адуляр-хлоритовых изменений с переменным содержанием Sr -содержащего фенгита формируются в условиях периодического кипения флюидов и изменения pH от 5.4 до 8.5 (Hayba *et al.*, 1997).

Зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых пропилитов с пластинчатым кальцитом формировались из периодически вскипавших близнейтральных бикарбонатных флюидов. Совместное отложение клиноцоизита, олигоклаза, дафнита могло происходить при температурах $310\text{--}350^{\circ}\text{C}$ (Bird *et al.*, 1984; Hedenquist J. W., Henley, 1984; Simmons, Browne, 2000).

Области потоков латеральных и нисходящих флюидов удалены от малых интрузий K-Na -лейкогранитов. Их новообразованные минералы практически полностью заполняют полости и трещины зон пропиловых изменений, развитых в полого падающих трещинах.

Зоны эпидот-хлоритовых изменений с кристаллами хорошо оформленного зеленого эпидота, гематита и дафнита могли формироваться в среде с повышенной f_{O_2} , близкой к условиям магнетит-гематитового буфера. Такие условия могли возникать в связи с поступлением в области минералообразования охлажденных инфильтрационных растворов.

Гранат-кальцит-хлоритовые изменения формировались на наиболее низких гипсометрических уровнях с участием нисходящих потоков флюидов, обогащенных Mn . Повышение концентраций РЗЭ, F в области минералообразования, возрастание f_{O_2} и температур до 450°C , за пределами которых становится стабильным альмандин (Жариков и др., 1998), могло происходить в связи с дополнительным поступлением магматогенных

флюидов от приближавшейся к поверхности кровли глубинной интрузии. Нестабильные условия флюидного режима, отразившиеся в скелетном облике кристаллов граната и копьевидном — клиноцоизита, были связаны с переменным участием в процессах минералообразования восходящих и нисходящих потоков флюидов (Филимонова и др., 2010).

Образование минеральных агрегатов из мало-размерных частиц рудных и нерудных минералов происходит на поздних стадиях кристаллизации минералов зон гидротермальных изменений. Их колломорфный облик мог формироваться путем агрегации различно ориентированных метастабильных малоразмерных частиц, образованных в малых порциях водных и водно-солевых флюидов или путем коагуляции коллоидных растворов. Свободный рост метастабильных малоразмерных частиц, образовавшихся в центрах нуклеации, ограничен малыми объемами пересыщенных флюидов, слабой конвекцией и слабой диффузией компонентов в вязкой минералообразующей среде. Малые порции флюидов, пересыщенные в отношении Mn и рудных химических элементов, могли возникать в замкнутых полых пространствах в процессе фазовой сепарации остаточных после кристаллизации алюмосиликатов флюидов. Отделение избыточных паров и других летучих соединений способствовало повышению в остаточной минералообразующей среде Mn и других несовместимых элементов, не вошедших в кристаллическую структуру алюмосиликатов.

Участие в тонких смесях чешуек слюд, хлоритов, тройниковых сростаний пластин Pb-Tl-Ватодорокита с туннельной кристаллической структурой предполагает повышенную роль процессов кристаллизации в образовании малоразмерных частиц. Они происходят в условиях адиабатического снижения температур минералообразующей среды от >280 до $<200^\circ\text{C}$.

Глобулярные, почковидные и скорлуповатые формы неупорядоченных тонких смесей из слабо окристаллизованного псевдослоистого вернадита с примесями Ca, Na, S, Cl, халцедона предполагают большую роль в их образовании процессов коагуляции коллоидных растворов. Они происходят при смешении пересыщенных порций флюидов с инфильтрационными водами вмещающих пород или новыми потоками восходящих флюидов.

Падение давления и температуры в период отложения тонких минеральных смесей отразилось в изменении химического состава слюд и хлоритов. Появление среди тонких смесей слюд ряда мусковит-иллит, хлоритов ряда дафнит-брунсвит, оксидов марганца с туннельной и псевдослоистой кристаллической структурой предполагает снижение давления до литостатических значений, а температур до $130\text{--}210^\circ\text{C}$ (Cathelineau,

1988; Чухров и др, 1989; Shen *et al.*, 1993; Massone, Schreyer, 1997).

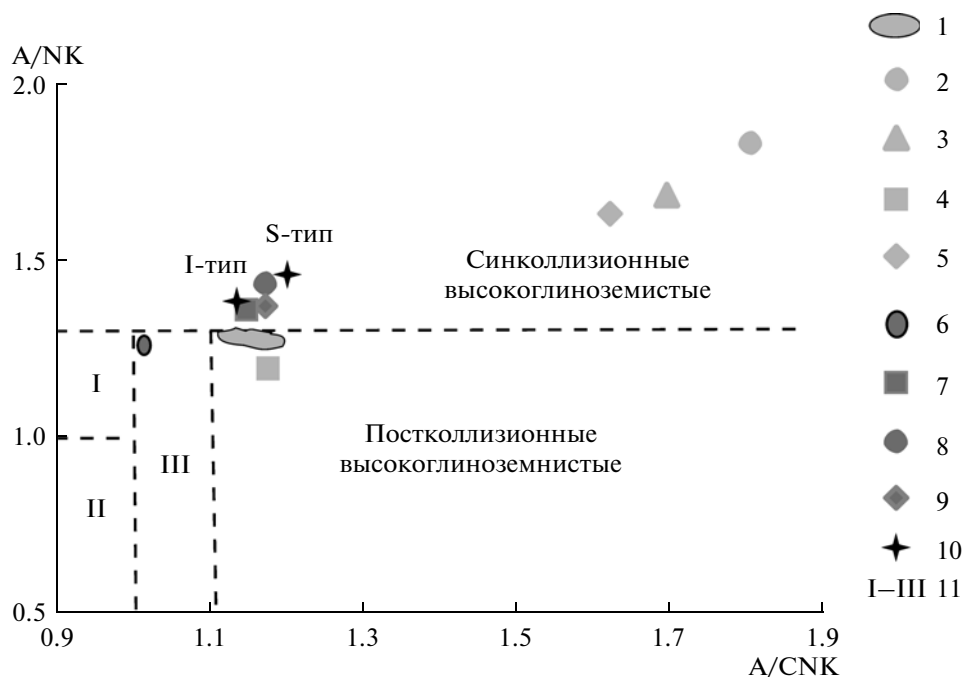
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Представленные данные о минеральном составе пород зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля показали, что формирование их химического состава происходило с участием послемагматических процессов, оказывающих различное влияние на уровни концентрации химических элементов. Процессы кислотного выщелачивания с образованием на стенках полых пространств друзовидного кварца провоцировали вынос легко подвижных химических элементов из области минералообразования, а поступление по открытым трещинам нейтральных минерализованных гидротермальных флюидов с образованием алюмосиликатов и рудных минералов — рост концентраций определенных элементов.

Сравнительный анализ химических составов пород зон гидротермальных изменений, ассоциирующих гранитоидов и их возрастных аналогов, образованных за пределами рудного поля, позволяет оценить влияние калиевых, пропиловых гидротермальных изменений и окварцевания на валовые концентрации химических элементов в магматических породах рудного поля. Химический состав пород представлен в табл. 4. Судя по составу окварцованных калиевых риолитов¹, обнаруженных в 30 км к югу от Дукатского рудного поля в верховьях р. Веллиги (обр. 3), раннемеловых игнимбригов (обр. 17)² и грейзенизированных лейкогранитов (обр. 45) рифтогенного вулканоплутонического комплекса, процессы окварцевания кислых вулканитов приводят к росту концентраций SiO_2 и снижению уровней содержания других петрогенных компонентов. Величина $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ достигает 0.98 и позволяет относить окварцованные разности к ультракалиевым породам. На фиг. 10 точка, соответствующая их химическому составу, смещена в крайнюю правую часть области синколлизонных высокоглиноземистых пород. Окварцевание риолитов сопровождается снижением в 2–10 раз содержания рассеянных элементов за исключением U, Rb, Li, Cl, TPЗЭ, минимальными значениями Ba/Rb , $(\text{La}/\text{Yb})_n$, $(\text{Eu}_{\text{min}})_n$ (соответственно 0.9, 3, 0.05) (табл. 4, фиг. 11а, в).

¹ Короткопризматические кристаллы прозрачного, бесцветного кварца с гладкими гранями, редкие чешуйки слюд (фиг. 3д) составляют прерывистые полосы в тонкополосчатых калиевых риолитах (фиг. 4г).

² Кристаллокластические игнимбриги сложены крупными (до 1 см) зернами кварца, пертитовых полевых шпатов, олигоклаза, чешуйками биотита, погруженными в тонкозернистую кварц-полевошпатовую массу.



Фиг. 10. Вариации A/NK A/CNK для магматических, гидротермально измененных пород Дукатского рудного поля и прилегающих территорий.

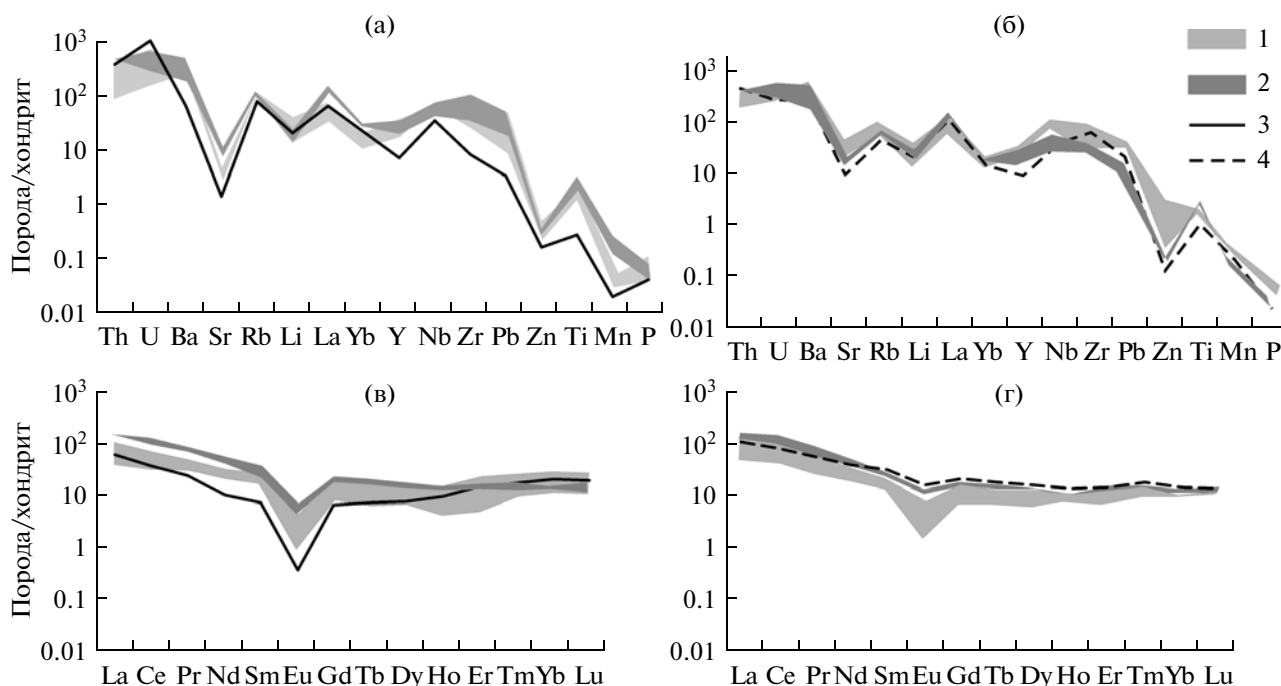
1–5 – породы, образованные в условиях грабена (границ дивергентных плит): лейкогранит (обр. 45), игнимбрит (обр. 17) (1), окварцованный калиевый риолит (обр. 3) (2), калиевый риолит зоны кварц-ярозит-серицитовых гидротермальных изменений (обр. 31) (3), калиевый риолит зоны кварц-пирит-серицитовых гидротермальных изменений (обр. 44) (4), калиевый риолит зоны кварц-адуляр-хлоритовых гидротермальных изменений (обр. 7) (5); 6–9 породы, образованные в условиях конвергентных плитовых границ: лейкогранит (обр. 53), игнимбрит (обр. 29) (6), риодацит зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых гидротермальных изменений (обр. 4) (7), калиевый риолит зоны совмещений калиевых и пропиловых изменений (обр. 12) (8), риодацит зоны эпидот-хлоритовых гидротермальных изменений (обр. 19) (9); 10 – S- и I-типы гранитоидов области Лэчлен; 11 – области для недосыщенных глиноземом (I), агпаитовых (II), умеренно глиноземистых (III) внутриплатформенных гранитоидов А-типа. При построении диаграммы использованы данные, приведенные нами ранее (Филимонова и др., 2012).

Риолиты зон калиевых гидротермальных изменений Дукатского рудного поля (обр. 29, 44, 7), в которых процессы окварцевания сопровождались отложением гидротермальных минералов, близки к окварцованным разностям по содержаниям SiO_2 (>75 мас. %), Sr (20–35 г/т), Rb (200–240 г/т), по высоким значениям $K_2O/Na_2O + K_2O$ (>0.96) и низким значениям $(Eu_{min})_n$ (0.06–0.2). При этом все они обогащены Ba, Y, Nb, Zr, Ag, Pb, Zn, Mn, Ti, P (табл. 4, фиг. 11а). Наблюдается определенная тенденция роста концентраций высокозарядных химических элементов ($\Sigma P3Э$, Zr, Th, U, P) в породах кварц-ярозит-серицитовых и кварц-пирит-серицит-хлоритовых зон корневой части гидротермальной системы, а в риолитах кварц-адуляр-хлоритовых изменений – Rb, Pb, Mn, Zn.

Ограниченное проявление окварцевания в зонах пропилов (обр. 4, 12) привело к слабому росту (до 13.5 против 12.7 мас. %) содержания Al_2O_3 относительно ассоциирующих K-Na-лейкогранитов (обр. 53) и игнимбритов (обр. 31), снижению величин $(La/Yb)_n$ от 7.7 до 5.1 и $(Eu_{min})_n$ от 0.6 до 0.1 (табл. 4, фиг. 10б, г). Рост концентраций Sr,

Nb, Ag, Pb, Zn, P, Mn в этих породах следует связывать с поступлением в сферу минералообразования потоков восходящих флюидов. Влияние вмещающих вулканитов на химический состав пропиловитизированных пород отразилось в снижении $\Sigma P3Э$ (70 против 150 г/т), $(Eu_{min})_n$ (0.1 против 0.4) в гидротермолитах, развитых по калиевым риолитам (обр. 12), относительно тех, которые развиты по риодацитам (обр. 4). Химический состав пропиловитов, образованных с участием латеральных потоков флюидов (обр. 19), отличается от состава пород областей восходящих флюидов слабым снижением концентраций Pb, Zn, Sr, P (табл. 4, фиг. 11б).

Приведенные данные о химическом составе пород зон гидротермальных изменений, образованных в связи со становлением интрузий лейкогранитов в различных геодинамических условиях, показали, что их близкие концентрации халькофильных элементов сопровождаются различными содержаниями щелочных, щелочноземельных элементов, Mn и Eu (фиг. 11). Риолиты зон калиевых изменений характеризуются максимальными величинами содержания Rb (205–240 против 105–210 г/т), зна-



Фиг. 11. Нормированное к составу хондрита (по McDonough and Sun, 1995) распределение рассеянных (а, б) и редкоземельных (в, г) элементов в породах зон гидротермальных изменений Дукацкого рудного поля и прилегающих территорий.

1 – гидротермально измененные породы областей восходящих флюидов: зон калиевых изменений (а, в, обр. 31, 44, 7) и зон продвинутых пропицитов (б, г, обр. 4, 12); 2 – лейкограниты, игнимбриты, риолиты вулканоплутонических комплексов пород, образованных в условиях дивергентных (а, в, обр. 45, 17) и конвергентных (б, г, обр. 53, 31) плитовых границ; 3 – окварцованные калиевые риолиты верховья р. Велиги (а, в, обр. 3); 4 – риодациты пропицитов областей латеральных потоков флюидов (б, г, обр. 19).

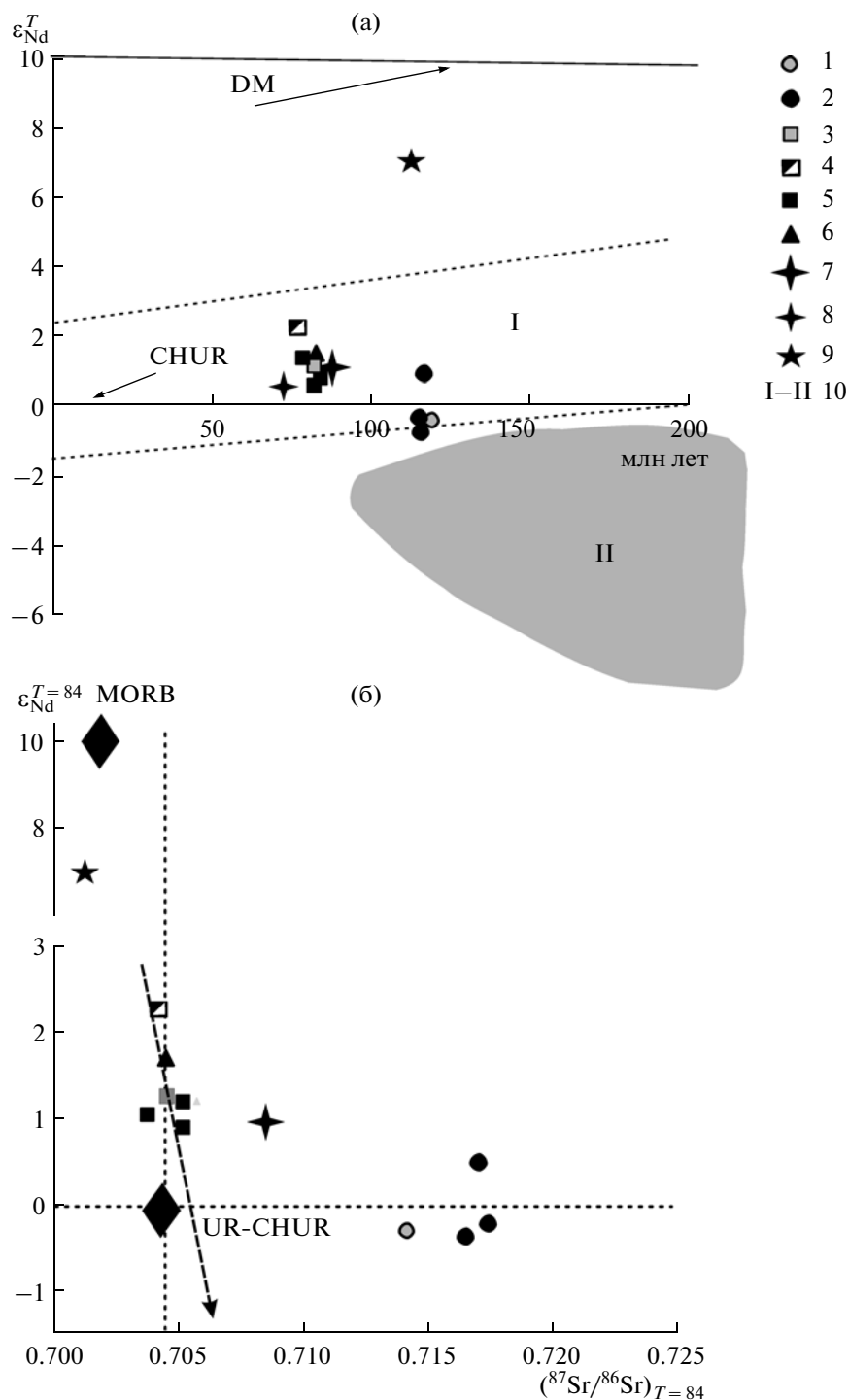
чений – Rb/Sr (6–12 против 0.8–1) и минимальными величинами содержаний MnO (0.02–0.05 против 0.08–0.14 мас. %), Sr (20–35 против 110–210 г/т), Ba/Rb (2.6–3.7 против 4.7–9.4), $(Eu_{min})_n$ (0.06–0.2 против 0.1–0.7).

В заключение следует отметить, что слабая контрастность геохимических полей, сопровождающих породы зон минерализованных гидротермальных изменений, относительно окружающих интрузивных и вулканических пород связана с тем, что их формирование происходило не только в процессе поступления вещества металлоносных восходящих флюидов, но и при участии кислотного выщелачивания. В связи с этим ареалы пород зон гидротермальных изменений не проявились на схемах аномальных геохимических полей Дукацкого рудного поля, составленных по данным валовых содержаний рудных элементов в породах и шлихах (Константинов и др., 2000).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr, Nd, Pb ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Изотопный состав Nd пород зон кварц-ярозит-серицитовых, кварц-клиноцоизит-кальцитовых гидротермальных изменений и клиноцоизита от-

личается незначительно (табл. 5). Минимальные отрицательные значения $\epsilon_{Nd}^{T=844}$ (–0.4) характерны для зон калиевых изменений, а максимальные (1.1 и 2.1) – для пропицитизированных разностей и их клиноцоизита. Близкие значения (от +1.2 до –0.4) были ранее нами получены для ассоциирующих грейзенизированных гранитоидов, их минерализованных меланократовых включений и жильных минералов продуктивных рудных тел (Чернышев и др., 2005; Филимонова и др., 2006, 2012). На корреляционной диаграмме, показывающей зависимость величины ϵ_{Nd}^T от возраста исследованных образцов (фиг. 12а), все значения для продуктов магматической и гидротермальной деятельности рудного поля лежат в области изотопного состава ювенильной континентальной коры, образованной в Центральной Азии в эпохи позднебайкальского и каледонского складкообразования (Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2012). Полученные данные перекрываются с таковыми у позднемеловых габброидов рудного поля (+1.5) и заметно отличаются от изотопного состава Nd докембрийских гранитоидов верхней части континентальной коры и роговообманкового перидота (+7), в формировании которого прини-



Фиг. 12. Зависимость величины ϵ_{Nd}^T от возраста (а), $\epsilon_{Nd}^{T=84}$ от $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{T=84}$ (б) в породах и минералах зон гидротермальных изменений, магматических пород Дукатского рудного поля и жильных минералов продуктивных рудных тел месторождения Дукат.

1–2 – породы, образованные в условиях границ дивергентных плит: К-риолит зоны кварц-ярозит-серицитовых гидротермальных изменений (1), лейкократовый гранит повышенной калиевой щелочности и его меланократовые включения (2); 3–6 – породы, минералы, образованные в условиях границ конвергентных плит: риодацит зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых гидротермальных изменений (3), аутигенный клиноцоизит последних (4), К-Na-лейкогранит и его меланократовые включения (5), габбро (6); 7–8 – продуктивные рудные тела: адуляр кварц-адуляр-хлоритовых (7), кварц-адуляр-родонитовых сростания кварц-родонитовых (8); 9 – роговообманковый перидотит Балыгычан-Сугойского грабена; 10 – поля изотопных характеристик для позднебайкальской и каледонской ювенильной континентальной коры Центральной Азии (I) и гранитоидов (II) докембрийской провинции (Коваленко и др. 1999; Ярмолюк и др., 2012). DM – деплетированная мантия. CHUR – мантия. MORB – деплетированная мантия океанических хребтов.

Таблица 4. Химический состав магматических и гидротермально измененных пород Дукатского рудного поля и прилегающих территорий

Порода	Лейкогранит		Игнимбрит		Флюидалный калиевый риолит				Флюидалный риодацит			
	Cr ₁	Cr ₂	Cr ₁	Cr ₂	Cr ₁				Cr ₂			
	дивергентные		конвергентные		дивергентные				конвергентные			
условия плитовых границ	дивергентные		конвергентные		Qtz	Qtz-Jar-Ser	Qtz-Ser-Py	Qtz-Ad-Chl	Qtz-Czo-Cal	Ep-Chl		
гидротермальные изменения и их минеральные типы	отсутствуют				калиевые						пропилитовые	
№ обр.	45	53	17	31	3	29	44	7	12	4	19	
SiO ₂	73.47	73.66	71.66	72.94	77.79	77.31	80.68	79.47	72.79	73.48	74.79	
TiO ₂	0.22	0.2	0.14	0.22	0.02	0.13	0.10	0.09	0.15	0.14	0.10	
Al ₂ O ₃	13.0	12.77	14.48	12.68	12.65	13.18	11.15	10.47	14.60	13.55	13.06	
Fe ₂ O ₃	0.42	0.41	0.39	0.85	0.28	0.24	0.40	0.29	1.02	1.20	0.85	
FeO	1.64	1.47	0.41	1.78	0.35	0.42	0.47	0.72	0.95	0.87	1.36	
MnO	0.04	0.07	0.03	0.07	0.005	0.02	0.03	0.05	0.14	0.10	0.08	
MgO	0.07	0.19	0.04	0.66	0.03	0.06	0.05	0.04	0.18	0.08	0.42	
CaO	0.10	1.4	0.11	1.34	0.01	0.03	0.05	0.07	1.12	1.18	1.64	
Na ₂ O	2.55	3.22	2.65	3.09	0.14	0.19	0.13	0.27	2.99	3.46	3.59	
K ₂ O	6.64	4.48	6.65	4.51	6.27	6.95	6.12	7.8	4.95	4.21	3.93	
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	
Сумма	98.45	97.53	98.33	98.31	97.55	98.56	99.19	99.27	98.76	99.25	99.83	
Na ₂ O + K ₂ O	9.19	7.7	9.3	7.66	6.41	7.14	7.03	7.35	7.94	7.7	7.52	
K ₂ O/Na ₂ O + K ₂ O	0.72	0.58	0.71	0.6	0.98	0.97	0.98	0.96	0.62	0.55	0.52	
A/CNK	1.24	1.02	1.10	1.02	1.8	1.67	1.61	1.16	1.19	1.11	1.19	
A/NK	1.26	1.25	1.27	1.27	1.8	1.68	1.62	1.18	1.42	1.32	1.30	
Ba	801	1060	420	400	150	750	620	650	990	1050	580	
Sr	60	110	73	170	10	35	20	25	210	140	110	
Rb	212	135	240	150	170	205	240	220	210	112	105	
Li	32	45	20	30	30	20	60	35	55	20	40	
Zr	350	140	120	110	50	210	90	95	113	270	250	
Nb	16	15	10	6	8	15	15	15	17	20	10	
Y	47	45	30	24	11	54	25	35	70	30	16	
Pb	110	30	40	40	8	75	20	120	170	90	50	
Zn	108	60	90	60	50	56	110	145	290	150	90	
Th	12	10	13,1	11	10	11,0	8	2,5	5	11	12	
U	4	4	2	2	7	2	5	1	2	2	2	

Таблица 4. Окончание

Порода	Лейкогранит		Игнимбрит		Флюидалный калиевый риолит					Флюидалный риодацит			
	Cr ₁	Cr ₂	Cr ₁	Cr ₂	Qtz	Qtz-Jar-Ser	Qtz-Ser-Py	Qtz-Ad-Chl	Qtz-Czo-Cal	Cr ₂	Ep-Chl		
возраст	дивергентные		конвергентные		дивергентные							конвергентные	
условия плитовых границ	дивергентные		конвергентные		дивергентные							конвергентные	
гидротермальные изменения и их минеральные типы	отсутствуют		отсутствуют		калиевые							пропилитовые	
№ обр.	45	53	17	31	3	29	44	7	12	4	19		
As	28	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	76	35	7	Не обн.	Не обн.		
Ag	2.4	0.3	1	Не обн.	Не обн.	1	Не обн.	0.97	2	1	Не обн.		
S %	0.24	0.13	0.04	0.03	0.01	0.4	0.07	0.25	0.01	0.05	0.02		
Cl	840	520	50	70	110	103	95	520	95	60	<50		
La	31.34	29.78	32.06	35.3	14.78	11.3	17.80	7.48	14.97	30.90	28.73		
Ce	68.59	57.92	62.09	81.97	23.37	30.81	30.85	16.32	32.96	62.12	57.08		
Pr	7.87	6.26	7.62	8.67	2.29	3.83	3.11	2.25	2.73	6.93	6.04		
Nd	27.34	21.12	26.1	26.68	4.71	13.16	10.85	7.73	10.01	22.26	21.44		
Sm	6.89	5.02	6.04	5.50	1.1	3.45	2.25	1.85	2.2	5.2	4.78		
Eu	0.67	1	0.5	1,08	0.02	0.2	0.04	0.04	0.08	0.65	1.04		
Gd	6.42	5.07	5.71	5.09	1.29	3.53	2.15	1.36	1.55	4.74	4.77		
Tb	0.93	0.76	1.03	0.85	0.27	0.51	0.42	0.18	0.23	0.77	0.74		
Dy	5.91	4.96	6.18	4,78	1.94	3.97	3.25	1.34	1.74	5.07	4.5		
Ho	1.17	0.98	1.15	1.01	0.52	0.69	0.67	0.18	0.42	0.94	0.88		
Er	3.54	2.8	3.84	3.35	2.4	2.37	2.58	0.62	1.33	2.84	2.7		
Tm	0.64	0.46	0.51	0.51	0.45	0.35	0.48	0.18	0.23	0.58	0.52		
Yb	3.59	2.85	4.19	3.19	3.35	2.77	3.45	1.51	2.02	3.23	2.73		
Lu	0.54	0.49	0.61	0.61	0.48	0.39	0.51	0.22	0.28	0.51	0.4		
ΣLa-Lu	165.44	139.47	155.63	178.59	56.97	77.33	78.41	41.26	70.75	145.8	136.35		
(La/Yb) _n	6.1	7.3	5.3	7.7	3.1	2.8	3.6	3.4	5.1	6.6	7.3		
(Eu _{min}) _n	0.3	0.6	0.3	0.6	0.05	0.2	0.06	0.08	0.1	0.4	0.7		
Ba/Rb	3.8	7.8	1.8	2.7	0.9	3.7	2.6	3	4.7	9.4	5.5		
Rb/Sr	3.5	1.2	3.3	0.9	17	5.9	12	8.8	1	0.8	0.9		

Таблица 5. Sm-Nd изотопные данные для пород и минералов зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля

№ обр.	Порода, минеральные агрегаты	Sm (мкг/г)	Nd (мкг/г)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SD}$)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SD}$)	$\varepsilon_{\text{Nd}}^{T=84}$
29	К-риолит зоны кварц-ярозит-серицитовых изменений	13	50	0.1551 ± 2	0.51260 ± 1	-0.4
4	К-Na-риодацит зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых изменений	5.4	26	0.1252 ± 1	0.51266 ± 1	1.1
4	Клиноцоизит, то же	9.3	35	0.1601 ± 1	0.51273 ± 2	2.1

мало участие вещество мантийного источника исследуемого региона.

В этой совокупности данных наблюдаются определенные закономерности изменения значений ε_{Nd} . Пониженные величины (от -0.4 до +1.1) характерны для пород и минералов, образованных в условиях границ дивергентных плит (калиевые лейкограниты, их меланократовые включения, породы калиевых гидротермальных изменений), а повышенные (от +0.5 до +2.1) – для К-Na-лейкогранитов, их меланократовых включений, пород зон пропиловых изменений, образованных в условиях конвергентных плитовых границ. Эти различия находятся за пределами аналитических погрешностей и поэтому отражают вариации изотопного состава Nd-пород областей древней континентальной коры.

На диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}}^{T=84} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{T=84}$ (фиг. 12б) точки для пород и минералов зон пропиловых изменений и ассоциирующих с ними К-Na-лейкогранитов составляют единый тренд. Наиболее низкие (0.7044) величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{T=84}$ при наиболее высоких (+2.1) значениях $\varepsilon_{\text{Nd}}^{T=84}$ у новообразованного клиноцоизита сменяются повышенными значениями первых (0.7048–0.7053) и пониженными вторых (+1.2 до +0.8) у грейзенизированных К-Na-гранитоидов и их включений (табл. 6). Эти данные отражают важную роль источника с низким содержанием ^{87}Sr и повышенной величиной $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в формировании химического состава восходящих гидротермальных флюидов областей пропиловых изменений. Точки, соответствующие составу раннемеловых лейкогранитов, К-риолитов и зон кварц-серицит-ярозитовых изменений, смещены на диаграмме в области пониженных значений $\varepsilon_{\text{Nd}}^{T=84}$. Весьма высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{T=84}$ у этих образцов связаны с нарушением Rb-Sr-системы раннемеловых пород зон калиевых изменений (Чернышев и др., 2005).

Различия изотопного состава пород зон калиевых и пропиловых гидротермальных изменений сопровождаются закономерными изменениями значений Rb/Sr, Ba/Rb, $(\text{Eu}_{\text{min}})_n$, $(\text{La}/\text{Yb})_n$.

Это позволяет относить области их источников не к разновозрастным образованиям древней континентальной коры, а к продуктам преобразования единого глубинного субстрата.

На диаграммах $1/\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^T$ (фиг. 13а) позиции точек, соответствующих составам близких по возрасту (84–85 млн лет) адуляров зон гидротермальных изменений и ранних продуктивных рудных тел, перекрываются, что свидетельствует о том, что Sr этих минералов мог заимствоваться из единого источника. Различия значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{T=84}$ у источников потоков высококалиевых гидротермальных флюидов и К-Na-гранитоидов (соответственно 0.7075–0.7083 и 0.7046–0.7051) показывают, что образование минералов калиевых гидротермальных изменений и ранних продуктивных рудных тел месторождения Дукат не связано со становлением К-Na-лейкогранитов. Высокая роль калия в этих продуктах гидротермальной деятельности предполагает связь их источника со становлением не выходящей на поверхность интрузии лейкогранитов повышенной калиевой щелочности, сходной по составу с пальцеобразным выступом южной части рудного поля.

Данные изотопного состава Sr пород и минералов зон пропиловых гидротермальных изменений не образуют изохронной зависимости (фиг. 13б). При этом во всей совокупности точек, отображающих их состав, прослеживается два различно ориентированных тренда с единым основанием. Область последнего совпадает с областью аналогичных значений для грейзенизированных К-Na-лейкогранитов, характеризуется низкими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{T=84}$ (0.7046–0.7051), высокими концентрациями Sr и показывает реальную возможность участия вещества К-Na-лейкогранитов в формировании химического состава потоков восходящих флюидов, продуцирующих пропиловы изменения.

Направление одного из трендов, образованного значениями пропиловых рудных тел западной части рудного поля и их новообразованных минералов (обр. 4, 33, 9, фиг. 1), показывает, что эволюция состава потоков восходящих гидро-

Таблица 6. Rb-Sr-изотопные данные пород и минералов зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля

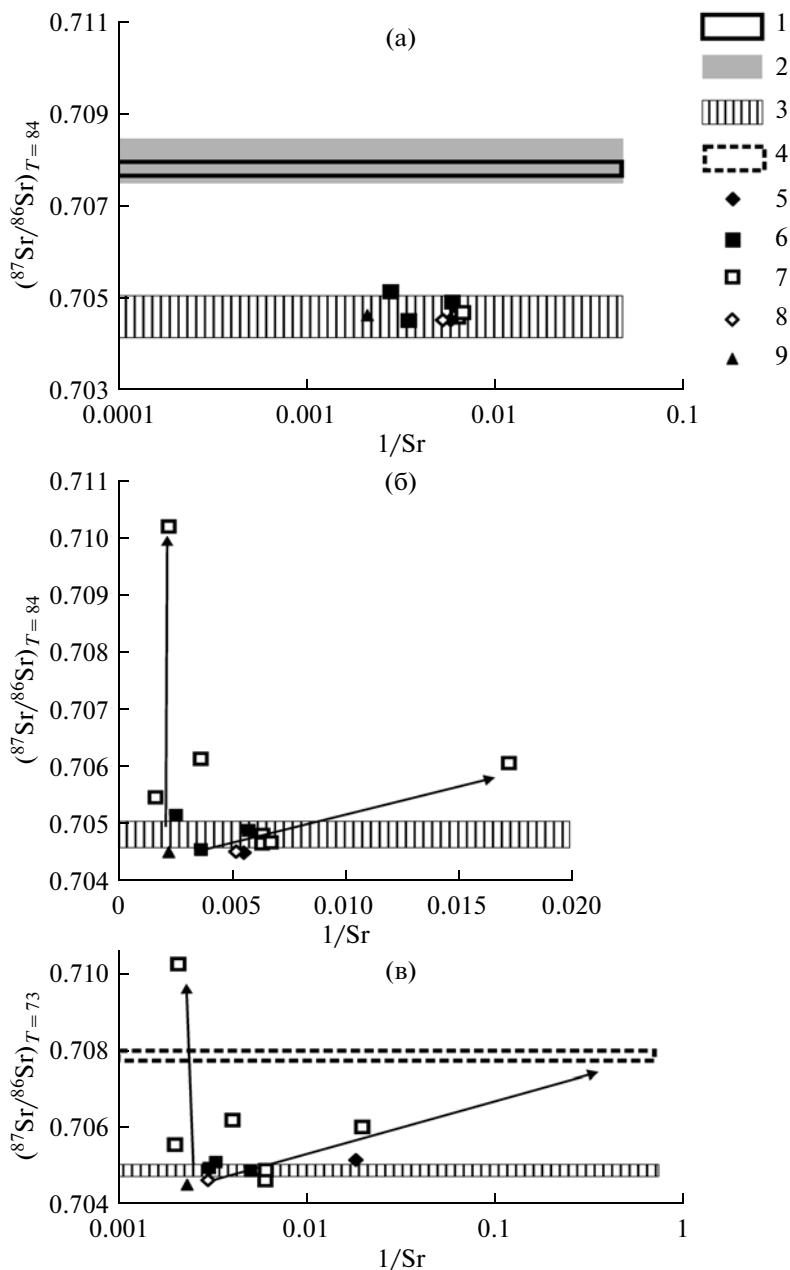
№ образца	Порода, минеральный агрегат	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (\pm SD)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (\pm SD)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{T=84}$
Породы, минералы зон калиевых изменений						
29	К-риолит кварц-ярозит-серицитовых изменений	283	13	64.9 ± 2	0.79478 ± 3	0.71732
1	Адуляры кварц- адуляр-хлоритовых изменений	93.7	4.06	66.82 ± 3	0.7880 ± 8	0.70833
7		511	115	12.84 ± 6	0.72310 ± 4	0.70781
28		592	119	14.46 ± 7	0.72506 ± 3	0.70780
Породы, минералы зон пропиловых изменений						
4	К-Na-риолит кварц-клиноцоизит-кальцитовых изменений	141	63	6.51 ± 2	0.71244 ± 3	0.70443
74	Кальцит	0.03	421.1	0.001 ± 1	0.71018 ± 2	0.71018
34		6	513	0.034 ± 1	0.70545 ± 2	0.70541
12		0.13	263	0.0015 ± 6	0.70611 ± 2	0.70611
4		1.0	58.3	0.046 ± 8	0.70597 ± 3	0.70592
9		0.03	161.1	0.001 ± 3	0.70469 ± 2	0.70469
33		0.40	148	0.008 ± 5	0.70474 ± 6	0.70473
4		Клиноцоизит	1.4	171.2	0.02 ± 1	0.70491 ± 4
9	0.07		289.1	0.001 ± 5	0.70494 ± 2	0.70454
12	7		358	0.055 ± 1	0.70521 ± 2	0.70514
4	Олигоклаз	8.7	196	0.128 ± 1	0.70495 ± 2	0.70460

термальных флюидов этого участка определялась процессами их смешения с флюидами, обладавшими низкими (<58 г/т) валовыми содержаниями Sr и повышенными (>0.7059) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такой источник мог формироваться в гидротермальной системе, продуцировавшей калиевые гидротермальные изменения.

Другой тренд имеет крутой наклон и объединяет образцы (обр. 12, 34 и 74) зон кварц-клиноцоизит-кальцитовых и гранат-клиноцоизит-кальцитовых пропиловых гидротермальных изменений восточного фланга рудного поля, развитых с участием восходящих и нисходящих потоков флюидов в зонах субмеридиональных разломов. Его вертикальное направление показывает, что эволюция состава восходящих флюидов в этом участке рудного поля сопровождалась дополнительным участием растворов с высокими концентрациями Sr и его радиогенного изотопа. Источником таких растворов могли служить инфильтрационные воды приповерхностных вулканогенно-осадочных толщ с высокими концентрациями щелочных, щелочно-земельных элементов и Mn. В зонах крутопадающих разломов в областях растяжения они способны проникать на большие глубины. Изотопный состав Sr жильных

минералов кварц-родонитовых продуктивных руд не противоречит участию упомянутых продуктов смешения в формировании состава рудообразующих растворов (фиг. 13в).

Изотопные составы Pb минералов калиевых и пропиловых гидротермальных изменений, ассоциирующих в северной части рудного поля с рудными телами месторождения Дукат (табл. 7), составляют на фиг. 14 единый вертикальный тренд с аналогичными данными для галенитов и адуляра продуктивных рудных тел и порообразующих минералов интрузий. Точки, соответствующие изотопному составу свинца галенитов, пирита зон калиевых и пропиловых изменений из областей восходящих флюидов смещены в верхнюю часть тренда, близкую к области среднекоревой эволюционной кривой ($\mu_2 = 9.74$) (Stacey, Kramers, 1975). Точки с координатами, соответствующими изотопному составу рудных галенитов, располагаются в средней и нижней части тренда. При этом точки свинца галенитов поздних рудных тел и поздних непродуктивных сульфидных жилков смещены в нижнюю часть, в область кривой изотопного состава Pb с $\mu_2 = 9.4$. В этой области также располагаются точки, соответствующие изотопному составу свинца порообразу-



Фиг. 13. Зависимость $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{T=84}$ (а, б) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{T=73}$ (в) от $1/\text{Sr}$ для пород, минералов зон гидротермальных изменений, интрузий Дукатского рудного поля и продуктивных рудных тел месторождения Дукат.

1–4 – области значений, соответствующих Rb-Sr-данным, составляющим изохроны для: адуляров зон кварц-адуляр-хлоритовых гидротермальных изменений (1), адуляров кварц-адуляр-хлоритовых продуктивных рудных тел (2), К-Na-лейкогранитов (3), кварц-родонит-родохрозитовых агрегатов поздних рудных тел (4); 5 – риодацит зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых изменений; 6–8 – аутигенные минералы пропилитовых изменений: клиноцоизиты (6), кальциты (7), олигоклаз (8); 9 – габбро.

ющих минералов интрузий лейкогранитов двух типов, позднемеловых габброидов и гидротермального платтнерита, ассоциирующего со спессартин-гроссуляровым гранатом, гидроокислами Mn, образованными с участием потоков нисходящих флюидов.

Вертикальная ориентация тренда означает, что образование изотопного состава свинца изучен-

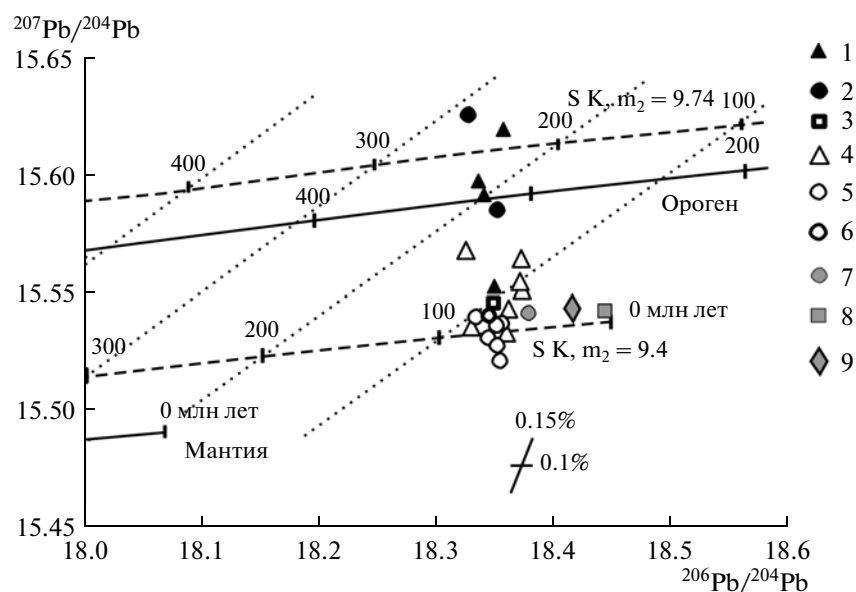
ных минералов происходило при участии Pb двух близких по возрасту источников, отличающихся величинами U/Pb. Источник с повышенными значениями последних принимал активное участие в формировании состава вещества потоков восходящих гидротермальных флюидов, относительно обогащенных S, Pb и другими халькофильными элементами. Из источника с пони-

Таблица 7. Изотопный состав свинца минералов зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля

№ образца	Минерал, тип гидротермальных изменений	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
74-1	Галениты зон кварц-адуляр-хлоритовых изменений	18.341	15.589	38.563
74-2		18.360	15.620	38.643
7	Галениты кварц-сульфидных прожилков зон калиевых изменений	18.356	15.550	38.305
1		18.334	15.593	38.546
4	Пирит зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых изменений	18.3204	15.6250	38.6748
55	Галенит кварц-сульфидных прожилков зон пропиловых изменений	18.348	15.585	38.492
74	Платтнерит вернадит-хлоритовых тонких минеральных смесей	18.350	15.538	38.266

женными значениями U/Pb поступал литофильный свинец кислых магм, потоков нисходящих флюидов. Аналогичные различия были нами ранее установлены для изотопного состава свинца металлоносных меланократовых включений грейзенизированных лейкогранитов (Филимонова и др. 2012). Изотопный состав литофильного самородного свинца, ассоциирующего с полевыми шпатами, располагается в области кривой с $\mu_2 = 9.4$, а свинца Pb-стистаита – с $\mu_2 = 9.74$.

Судя по представленным выше данным изотопного состава Sr, Nd минералов гранитоидов и зон гидротермальных изменений, ассоциирующих с минералами свинца, эти два источника могут принадлежать породам ювенильной континентальной коры, преобразованной в домеловые периоды эндогенной активности. Один из них, с пониженными значениями Th/Pb, U/Pb, служил источником литофильного свинца малых интрузий. Другой, с повышенными значениями Th/Pb,

**Фиг. 14.** Изотопный состав Pb минералов зон гидротермальных изменений, интрузий Дукатского рудного поля и продуктивных рудных тел месторождения Дукат.

1–3 – минералы зон гидротермальных изменений: галениты кварц-адуляр-хлоритовых (1), пирит кварц-клиноцоизит-кальцитовых (2) областей восходящих потоков флюидов, платтнерит гранат-кальцит-хлоритовых (3) областей потоков нисходящих флюидов; 4–6 – галениты кварц-адуляр-хлоритовых (4), кварц-родонитовых (5) продуктивных рудных тел, поздних непродуктивных сульфидных прожилков (6); 7–9 – минералы малых интрузий Дукатского рудного поля: щелочные полевые шпаты K- и K-Na-лейкогранитов (соответственно 7, 8), пироксена габброидов (9). Данные для магматических пород и руд (Чернышев и др., 2005). На диаграмме показаны эволюционные кривые, соответствующие расширенной модели плюмботектоники Зартмана (сплошные линии) и модели эволюции свинца Стейси-Камерса (пунктирные линии), а также изохроны (точечные линии) по модели Стейси-Краммерса. Величины аналитических погрешностей – справа сверху.

U/Pb – для минерализованных послемагматических флюидов, обогащенных S, Sb, Bi и халькофильными элементами, производивших грейзенизацию малых интрузий и участвовавших в формировании состава металлоносных потоков восходящих гидротермальных флюидов.

О ПОЗИЦИИ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В СХЕМЕ РАЗВИТИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ

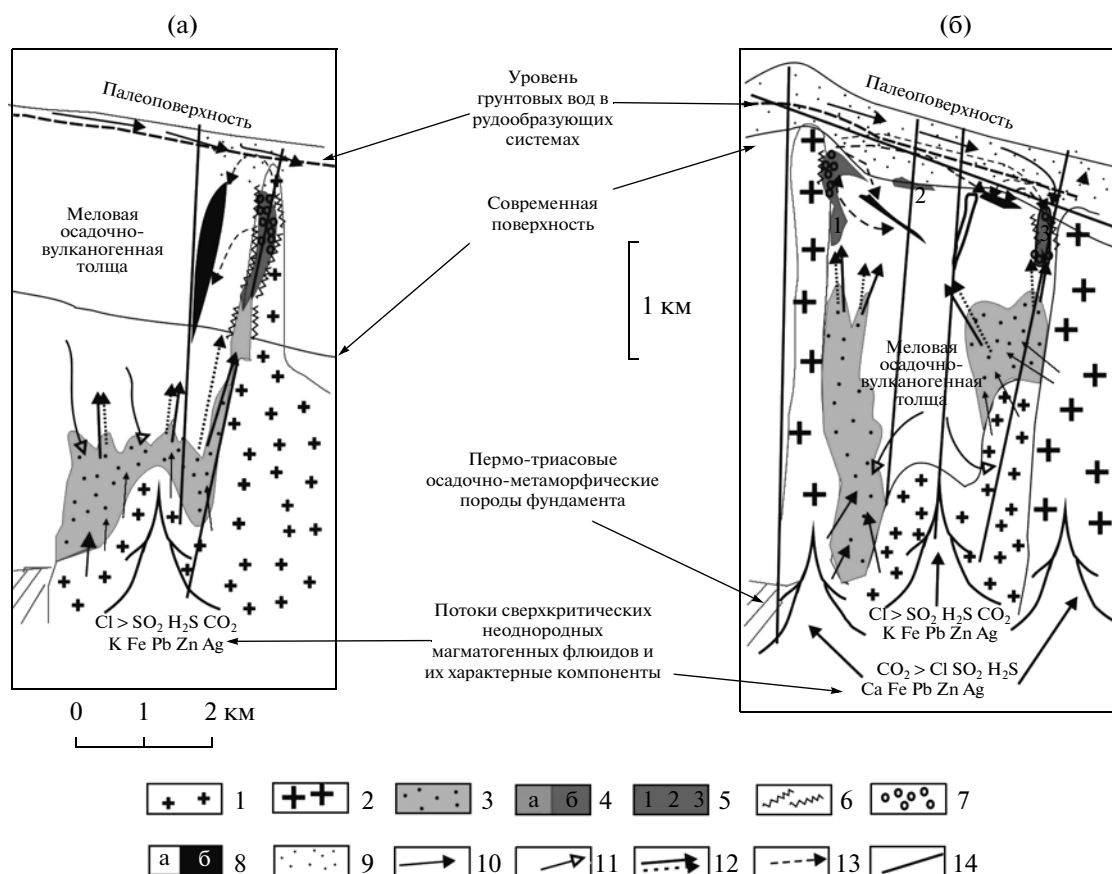
Комплексные данные о породах и минералах зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля, их сопоставление с аналогичными данными для ассоциирующих гранитоидов и рудных тел месторождения Дукат позволяют представить схему развития гидротермальной деятельности в рудном поле и показать роль минералообразующих процессов областей восходящих гидротермальных флюидов в последовательной концентрации металлов в рудообразующей системе. Эта схема в общих чертах сходна с генетической моделью рудного поля, предложенной М.М. Константиновым, В.Е. Наталенко, А.И. Калинин и др. (Константинов и др., 1998). Согласно этой модели, вулканические, плутонические, гидротермально-метасоматические и рудные образования Дукатского рудного поля связаны единой, длительно развивающейся магматогенно-гидротермальной системой.

Предлагаемая схема (фиг. 15) демонстрирует существование в рудном поле двух типов самостоятельно развивающихся низкосульфидных гидротермальных систем. Развитие таких систем связывают с внедрением интрузий в слабопроницаемые породы на глубинах 4–5 км (Hedenquist, 1986; White, Hedenquist, 1990; Hayba *et al.*, 1997). В областях их кровли формируются резервуары (источники восходящих потоков гидротермальных растворов), в которых происходят процессы смешения послемагматических флюидов и инфильтрационных растворов пород, перекрывающих интрузии. Участие компонентов угленосной вулканогенно-осадочной толщи в формировании состава надинтрузивных источников гидротерм привело к снижению f_{O_2} в потоках восходящих флюидов, повышению содержания Mn в дафнитах и клиноцоизитах. Магматогенные флюиды, формирующие меланократовые минерализованные включения грейзенизированных интрузий, поставляли в резервуары-источники гидротермальных растворов соединения Cl, S, Pb, Zn, Cu, Ag, Sn и другие компоненты (Филимонова и др., 2012). В таблице 8 представлены данные, характеризующие условия развития гидротермальных изменений двух типов.

Особенности внутреннего строения вулканогенно-осадочной толщи, связанные с чередованием силлов флюидальных афировых риолитов,

проводников гидротермальных флюидов, и водопорных горизонтов, определили сходный характер динамики потоков восходящих флюидов двух типов. С ранними стадиями развития гидротермальных флюидов связываются процессы отделения потоков металлоносных гетерогенных флюидов от надинтрузивной зоны в связи с активизацией хрупких деформаций. Продвижение потоков флюидов до гипсометрических уровней, благоприятных для проявления процессов фазовой сепарации, сопровождается образованием зон гидротермальных изменений. При снижении температур от >350 до 200°C в их пределах происходит образование раннего друзовидного кварца, отделение летучих компонентов, кристаллизация алюмосиликатов, рост содержания рудных компонентов в остаточных порциях флюидов. В условиях локальных замкнутых полых пространств в малых порциях остаточных водно-солевых растворов, пересыщенных в отношении Mn, Ag и цветных металлов, происходили процессы образования малоразмерных частиц самородного серебра, оксидов, сульфидов. В случае подновления зон повышенной трещиноватости и поступления в сферу областей гидротермальных изменений инфильтрационных вод вмещающих пород формируются потоки вторичных гидротерм, образованные путем смешения разнообразных флюидов и растворов. Многократные проявления процессов фазовой сепарации флюидов, коагуляции коллоидных растворов, способствовали росту концентраций рудных компонентов в потоках вторичных рудообразующих гидротерм. Возможность участия частиц коллоидной размерности в потоках рудообразующих растворов подтверждается нахождением в богатых участках рудных тел разнообразных серебряносных гетерофазных микроагрегатов, обогащенных Fe, Mg, Mn, Si, Ca, Pb, Zn, Cu, Au, Sb, As, Bi, Hg, S и углеродистым веществом (Сахарова, Брызгалов, 1981; Варгунина, Андрусенко, 1983).

В условиях периодической активизации интрузии лейкогранитов повышенной калиевой щелочности формировались зоны кварц-ярозит-серицитовых, кварц-пирит-серицит-хлоритовых, адуляр-серицит-хлоритовых изменений (фиг. 15а). Условия развития нарушений в областях дивергентных плитовых границ и интенсивные процессы раннего окварцевания способствовали концентрации потоков восходящих флюидов и вторичных гидротерм в единых системах субмеридиональных крутопадающих разломов и ограничению процессов взаимодействия гидротермальных флюидов и вмещающих пород. Это привело к проявлению на единых гипсометрических уровнях зон кварц-адуляр-хлоритовых гидротермальных изменений с малоразмерными частицами оксихлоридов Mn, самородного серебра, акантита, сульфатов, арсенатов, углеродистого вещества и кварц-адуляр-хлоритовых продуктивных рудных тел с участками, обога-



Фиг. 15. Модель развития гидротермальной деятельности в Дукатском рудном поле в условиях дивергентных (а) и конвергентных (б) плитовых границ.

1–2 – лейкограниты: повышенной калиевой щелочности (1), К-Na (2); 3 – надинтрузивные зоны-источники гидротермальных растворов; 4–5 – гидротермальные изменения: кварц-ярозит-серицитовые, кварц-пирит-серицит-хлоритовые (4а), кварц-адуляр-хлоритовые (4б), кварц-клиноцоизит-кальцитовые (5-1), эпидот-хлоритовые (5-2), гранат-кальцит-хлоритовые (5-3); 6 – области распространения раннего окварцевания; 7 – области проявления процессов фазовой сепарации потоков восходящих флюидов; 8 – продуктивные кварц-адуляр-хлоритовые (а) и кварц-родонитовые (б) рудные тела; 9 – уничтоженные эрозией зоны низкотемпературных гидротермальных изменений; 10–13 – направление движений потоков флюидов и растворов, питающих надинтрузивные резервуары-источники гидротермальных растворов: гетерогенных, металлоносных, отделяющихся от интрузий (10), обогащенных соединениями углерода, марганца, отделяющихся от вулканогенно-осадочных толщ, перекрывающих интрузии (11); восходящих гетерогенных флюидов, производящих кислотное выщелачивание и отлагающих гидротермальные минералы (12), вторичных гидротерм, включающих металлоносные водно-солевые растворы, образованные в процессах фазовой сепарации потоков восходящих флюидов (13); 14 – региональные рудоконтролирующие разломы.

ценными адуляром или хлоритом, сульфатными и сульфидными парагенезисами, а также соединениями углерода.

Внедрение интрузий К-Na-лейкогранитов в области круто- и пологопадающих диагональных разломов конвергентных плитовых границ сопровождалось развитием зон пропилитовых изменений с минералами Mn, малоразмерными частицами самородного серебра, акантита, соединений цветных металлов. Пологое падение ослабленных зон способствовало растеканию гидротерм на многие сотни метров, а слабое развитие раннего окварцевания не препятствовало активному взаимодействию гидротермальных растворов с грунтовыми и инфильтрационными водами вмещающих пород (фиг. 15б).

Зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых изменений фиксировали области потоков восходящих флюидов, а зоны эпидот-хлоритовых и гранат-кальцит-хлоритовых – потоков латеральных и нисходящих флюидов. В рудоносном блоке были отложены пластовые кварц-родонитовые рудные тела, а за его пределами – серебро-полиметаллические рудопроявления и геохимические аномалии Mn, других рудных элементов.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что зоны гидротермальных изменений Дукатского рудного поля развиты по силлам флюидалных риолитов,

Таблица 8. Основные характеристики зон калиевых и пропилитовых гидротермальных изменений низкосульфидных рудообразующих систем Дукагского рудного поля

Типы гидротермальных изменений	Калиевый		Пропилитовый
Ассоциирующие интрузии	Лейкограниты повышенной калиевой щелочности		Калиево-натриевые умеренно-глиноземистые лейкограниты
Условия становления интрузий	Субмеридиональные крутопадающие разломы, активизированные в связи с развитием рифтогенного грабена в условиях дивергентных плитовых границ		Полого падающие северо-западные системы разломов, активизированные в условиях конвергентных плитовых границ в связи со становлением краевого Охотско-Чукотского вулканического пояса
Зоны гидротермальных изменений	Кварц-ярозит-серицит-хлоритовые	Кварц-пирит-серицит-хлоритовые	Кварц-клиноцоизит-кальцитовые
Вмещающие породы	Калиевые риолиты аскольдинской свиты		Гранат-кальцит-хлоритовые Калиевые риолиты аскольдинской свиты Эпидот-хлоритовые Риодациты шороховской свиты
Возраст	Ранний мел, 140 млн лет	Поздний мел, 84 млн лет	Поздний мел, 84 млн лет
Особенности циркуляции потоков флюидов и состав газовых фаз	Восходящие флюиды Cl > соединений S и C		Латеральные и нисходящие флюиды CO ₂ > соединений Cl, S
Друзовидный ранний кварц	Присутствует		Отсутствует
Характерные гидротермальные минералы	Ярозит, серицит, крадаллит, минералы TiO ₂	Пирит, фенгит, дафнит	Спессартин-гроссуляровый гранат, эпидот, дафнит, клиноцоизит, адулярь, кальцит
Малоразмерные минералы поздних тонких смесей		Кемпит, фазы, обогащенные Ca, Zn	Fe-вернадит, цинкит, хлорит, платгнерит
Источники Nd и Sr гидротермальных минералов	Области палеозойской ювенильной континентальной коры с повышенными значениями Rb/Sr; пониженными — Sm/Nd, принимающие участие в формировании вещества интрузий повышенной калиевой щелочности		Потоки восходящих флюидов, инфильтрационные растворы вмещающих пород и грунтовые воды
Источники Rb восходящих потоков флюидов	Области палеозойской ювенильной континентальной коры с высокими значениями U/Pb, Th/Pb, обогащенные S и халькофильными химическими элементами		
Ассоциирующие продуктивные рудные тела месторождения Дукаг		Ранние кварц-адулярь-хлоритовые	Поздние кварц-ролонитовые

составляющим в меловой вулканогенно-осадочной толще вместе с зонами смятия и дробления лестничную систему проводников для гидротермальных растворов. Они маркируют участки протяженных разломов, контролируемых в рудном поле пальцеобразные выступы меловых интрузий лейкогранитов и продуктивных рудных тел.

Зоны кварц-ярозит-серицитовых, кварц-пирит-серицит-хлоритовых и кварц-адуляр-хлоритовых изменений ассоциируют с лейкогранитами повышенной калиевой щелочности, кварц-хлорит-адуляровыми рудными телами в зонах крутопадающих субмеридиональных разломов, активизированных в условиях дивергентных плитовых границ рифтогенного грабена.

Зоны кварц-клиноцоизит-кальцитовых, эпидот-хлоритовых, гранат-кальцит-хлоритовых пропилитов ассоциируют с К-Na-лейкогранитами, кварц-родонитовыми продуктивными рудными телами в зонах диагональных разломов конвергентных плитовых границ, активизированных в период становления краевого Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В зонах периодически вскипающих потоков восходящих гидротермальных флюидов, при участии опережающей волны кислотных газов, формируется друзовидный кварц, сменяющийся алюмосиликатами, отложенными из нейтральных флюидов. В условиях замкнутых систем процессы фазовой сепарации сопровождаются образованием водно-солевых растворов, пересыщенных в отношении серебра, цветных металлов и других соединений, отложением тонких минеральных смесей из малоразмерных частиц. В зонах калиевых изменений отлагаются малоразмерные частицы соединений Cl и Mn , углеродистого вещества, цинкита, Cu-Zn -соединений, арсенатов, сульфатов, самородного серебра, акантита. В кварц-клиноцоизит-кальцитовых пропилитах, кроме самородного серебра и его соединений с S , Cl и Ti , отлагаются малоразмерные частицы оксидов Mn , Pb , Zn . Разновидности тодорокита, вернадита, коронадита, литиофорита содержат примеси Pb , Ti , Zn , Ba , S , Cl .

Минералообразующие процессы, стимулировавшие образование в областях восходящих флюидов малых порций металлоносных водно-солевых растворов, стабилизированных малоразмерных частиц самородного серебра, акантита, минералов цветных металлов, рассматриваются в качестве важных звеньев в цепи событий, приведших к росту концентраций серебра и цветных металлов в рудообразующих флюидах.

Данные изотопного состава Sr , Nd , Pb пород и минералов зон гидротермальных изменений, ассоциирующих гранитоидов, продуктивных руд месторождения Дукач показали, что потоки восходящих гидротермальных флюидов гигантской

рудообразующей системы включают производные домеловых процессов преобразования древней ювенильной континентальной коры Азиатского континента. Области, относительно обогащенные ^{87}Sr и ^{143}Nd , служили источниками для продуктов эндогенной активности областей дивергентных плитовых границ. Обстановка конвергентных плитовых границ была благоприятна для относительной концентрации ^{86}Sr и ^{144}Nd , щелочноземельных химических элементов. Области ювенильной континентальной коры с высокими значениями U/Pb и Th/Pb служили источниками халькофильных рудных компонентов для потоков восходящих флюидов двух геодинамических обстановок.

Данные о минеральном составе зон гидротермальных изменений, пространственно разобщенных с продуктивными рудными телами, об изотопно-геохимических характеристиках их рудных и нерудных минералов могут быть полезны при оценке площадей, перспективных на обнаружение скрытой гидротермальной минерализации в купольных вулканоплутонических структурах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бростовская В.Г., Гончаров В.И., Еремин Р.А. и др.* Существенно серебряное месторождение золото-аргентитового типа // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Т. 21. Магадан, 1974. С. 95–100.
- Варгунина Н.П., Андрусенко Н.И.* Минералого-геохимические особенности полигенного золото-серебряного месторождения // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 269. № 3. С. 419–423.
- Двуреченская С.С.* Гипергенные минералы серебряных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 2001.
- Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др.* Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998.
- Калинин А.И.* Магматические образования и связь с ними серебряного оруденения на месторождении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Магматизм рудных районов Дальнего Востока*. Владивосток, ДВГИ АН СССР, 1985. С. 46–61.
- Коваленко В.И., Костицин Ю.А., Ярмолюк В.В. и др.* Источники магм и изотопная (Sr , Nd) эволюция редкоземельных Li-F гранитоидов // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 4. С. 101–129.
- Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И. и др.* Золото-серебряное месторождение Дукач. М.: Недра, 1998.
- Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др.* Золото-серебряные месторождения // *Модели месторождений цветных и благородных металлов*. М.: ЦНИГРИ, 2000. С. 67–89.
- Коржинский Д.С.* Режим кислотности послемагматических растворов // *Изв. АН СССР. Сер. Геол.* 1957. № 12. С. 3–12.

- Наталенко М.В., Константинов М.М.* Колымо-Чукотская провинция // Золоторудные месторождения России. М.: Акварель, 2010.
- Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С. и др.* Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
- Раевская И.С., Калинин А.И., Наталенко В.Е.* О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Кн. 1. Магадан, 1977. С. 149–155.
- Розинов М.И., Колесников Д.И., Шергина Ю.П.* Возраст оруденения на серебряном месторождении Дукат по данным Rb-Sr-метода // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 524–539.
- Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989.
- Савва Н.Е., Петров С.Ф.* Дифференциация золотого и серебряного оруденения на примере эпитермальных месторождений Северо-Востока России // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: СВКАНИИ ДВО РАН, 1996. С. 7–26.
- Сахарова М.С., Брызгалов И.А.* Минералогия серебра кварц-адуляр-родонитовых вулканогенных гидротермальных жил // Геология руд. месторождений. 1981. Т. 23. № 6. С. 36–48.
- Сидоров А.А., Константинов М.М., Найбородин В.А. и др.* Серебро. М.: Наука, 1989.
- Сидоров А.А., Филимонова Л.Г., Волков А.В. и др.* Эволюционно-историческая модель Дукатского серебряного гиганта // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 523–528.
- Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным // Под ред. Сальникова А.С. Новосибирск, 2007.
- Филимонова Л.Г.* Ассоциации послемагматических минералов в риолитах Дукатской вулcano-плутонической структуры и их связь с рудной минерализацией // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 248–263.
- Филимонова Л.Г.* Гранатсодержащие зоны послемагматических изменений риолитов Дукатского рудного поля и их соотношения с богатыми золото-серебряными рудами // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 444–455.
- Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В.* Дисперсные рудные минералы в предрудных метасоматитах Дукатского рудного поля (Северо-Восток России) // Геохимия. 2004. № 2. С. 186–195.
- Филимонова Л.Г., Чугаев А.В.* О хронологии флюидно-гидротермальной и магматической деятельности в Дукатском золото-серебряном рудном поле // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 6. С. 557–567.
- Филимонова Л.Г., Лапутина И.П., Органова Н.И. и др.* Ярозит из невадитов в связи с вопросами генезиса акцессорных минералов // Докл. АН СССР. 1993. Т. 328. № 1. С. 94–97.
- Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В.* Минералого-геохимические особенности рассеянной многометальной минерализации Дукатского рудного района и ее соотношения с аскольдинскими риолитами и продуктивными рудами (Северо-Восток России) // Зап. РМО. Ч. 135. № 4. 2006. С. 12–34.
- Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В.* Рассеянная минерализация гранитоидов Дукатского рудного поля: источники и соотношения с эпитермальными золото-серебряными и серебро-полиметаллическими рудами (Северо-Восток, Россия) // Геология руд. месторождений. 2012. Т. № 2. С. 119–144.
- Чернышев И.В., Сердюк Н.И., Журавлев Д.З. и др.* Прецизионный изотопный анализ стронция с использованием одноленточного режима ионизации // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 30–43.
- Чернышев И.В., Филимонова Л.Г., Чугаев А.В. и др.* Источники рудного вещества Au-Ag месторождения Дукат (Северо-Восток России) по результатам изучения изотопного состава Pb, Sr и Nd // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47. № 5. С. 360–375.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А.* Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.* Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
- Beaufort D., Patrier, P., Meunier A. et al.* Chemical variations in assemblages including epidote and/or chlorite in the fossil hydrothermal system of Saint Martin (Lesser Antilles) // J. of Volcan. and Geothermal Research. 1992. V. 51. № 1–2. P. 95–114.
- Bird D.K., Schiffman P., Elders W.A. et al.* Calc-silicate mineralization in active geothermal systems // Econ. Geol. 1984. V. 79. № 4. P. 671–695.
- Cathelineau M.* Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. V. 23. № 4. P. 471–485.
- Fournier R.O.* The behavior of silica in hydrothermal solutions // Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, 1985. P. 45–56.
- Giggenbach W.F.* The origin and evolution of fluid in magmatic-hydrothermal system // Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1997. P. 737–796.
- Grant G.J., Ruiz J.* The Pb-Cu-Zn-Ag deposits of the Granadiera mine, San Francisco del Oro, Santa-Barbara district, Chihuahua, Mexico // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 1683–1702.
- Hayba D.O., Berthke P.M., Heald P. et al.* Geological, mineralogical, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits // Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1997. P. 129–167.
- Hedenquist J.W. and Henley R.W.* Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization // Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 1640–1668.
- Hedenquist J.W.* Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralization // The Royal Society of New Zealand Bulletin, 1986. V. 23. P. 134–168.

- Henley R.W., Truesdell A.H., and Barton P.B.Jr.* Fluid-mineral equilibrium in hydrothermal systems // *Rev. Econ. Geology*. 1984. V. 1. P. 267.
- Massone H.J., Schreyer W.* Phengite geobarometre based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz // *Contr. Miner. Petrol.* 1997. V. 96. P. 212–224.
- McDonough W.C., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Reyes A.G.* Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1990. V. 43. P. 279–309.
- Sander M.V., Einaudi M.T.* Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada // *Econ. Geol.* 1990. V. 85. P. 285–311.
- Scott K.M.* Origin of alunite- and jarosite-group minerals in the Mt. Leyshon epithermal gold deposit, northeast Queensland, Australia // *Amer. Miner.* 1990. V. 75. № 9/10. P. 1176 – 1181.
- Shen Y.F., Zerder R.P., DeGuzman R.N. et al.* Manganese oxide octahedral molecular sieves: preparation, characterization, and applications // *Science*. 1993. V. 260. P. 511–515.
- Sillitoe R.H.* Lead-silver, manganese, and native sulfur mineralization within a Stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina // *Econ. Geol.* 1975. V. 70. P. 1190–1201.
- Simpson M.P., Mauk J.L.* Geothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand // *Econ. Geol.* 2001. V. 96. P. 773–796.
- Simmons S.F., Brown P.R.L.* Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaari geothermal system: implications for understanding low sulfidation epithermal environments // *Econ. Geol.* 2000. V. 95. № 5. P. 671–1000.
- Stacey J.S., Kramers J.K.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Walshe J.L.* A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems // *Econ. Geol.* 1986. V. 81. № 3. P. 681–703.
- White N.C. and Hedenquist J.W.* Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // *Journal of Geochemical Exploration*. 1990. V. 36. P. 445– 474.