

УДК 553.21/.24

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ И МАГНЕТИТ-ХЛОРИТ-ЭПИДОТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 2013 г. В. И. Васильев, Б. Б. Дамдинов

Геологический институт СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а
E-mail: gin@gin.bscnet.ru

Поступила в редакцию 06.06.2012 г.

Предпринята попытка аналитического решения обратной задачи определения физико-химических параметров родингитового и магнетит-хлорит-эпидотового парагенезисов с учетом рудных и сопутствующих компонентов (золото, серебро, платина, палладий, ртуть, теллур, мышьяк и сурьма). Исходными породами послужили габбро, пироксенит и лерцолит среднего справочного состава. Равновесное существование родингитового парагенезиса установлено при изменении пироксенита в узком интервале температур 360–400°C при 2.0–8.0 кбар. Возможно также множество трендов неравновесного формирования родингитового состава при изменении пироксенитов или габбро. Магнетит-хлорит-эпидотовые парагенезисы установлены при изменении габбро (~300–450°C и ~500–550°C при ~6.0–8.0 кбар) и пироксенитов (~350–400°C, ~1.5–2.5 кбар и ~500–550°C, ~6.0–8.0 кбар). При изменении лерцолита вероятно образование магнетит-хлорит-серпентиновых метасоматитов. Для равновесного родингитового парагенезиса характерно платиново-палладиевое оруденение. Для равновесного магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса в случае изменения габбро характерны самородные золото и серебро, кинноварь и колорадоит – в низкобарическом интервале, самородная ртуть и котульскит – в высокобарическом интервале, а также акантит, куперит и сульфид палладия – на всем интервале модельных давлений. При изменении пироксенита в низкотемпературной части характерны куперит, сульфид палладия, самородная ртуть и колорадоит, а в высокотемпературной – куперит, сульфид палладия, котульскит, меренскит и колорадоит. Полученные модельные парагенезисы соответствуют природным родингитам и магнетит-хлорит-эпидотовым метасоматитам Восточного Саяна.

Ключевые слова: *родингиты, магнетит-хлорит-эпидотовые метасоматиты, физико-химическое моделирование, компьютерное моделирование, равновесные парагенезисы, Восточный Саян.*

ВВЕДЕНИЕ

Родингиты – высококальциевые метасоматические породы, развитые преимущественно в приконтактовых частях серпентинитовых массивов. В минеральном составе родингитов преобладают диопсид, гранат, везувиан и хлорит, с подчиненным количеством пренита, пектолита, клиноцоизита [1, 21]. По поводу генезиса родингитов существуют разные точки зрения. Одни исследователи считают их продуктами кальциевого метасоматоза преимущественно базитовых тел, при котором происходит постепенное увеличение щелочности растворов [9]. Другие предполагают, что родингиты формируются на высокотемпературной, субсолидусной стадии при становлении массивов альпинотипных гипербазитов вследствие антигоритовой серпентинизации, при которой поступление кальция происходит преимущественно из внутренних частей базитовых тел, в меньшей степени – из пироксенов ультраосновных пород [21]. По данным Э.М. Спиридонова [22] процесс родингитизации оторван по

времени от формирования золотого оруденения и связан с низкотемпературным метаморфизмом базит-ультрабазитов, тогда как появление золотого оруденения является следствием лиственизации пород под влиянием гидротермальных растворов, связанных с внедрением более поздних гранитоидов и гранодиоритов.

Определенная группа исследователей склоняется к тому, что образование родингитов происходит при температурах 190–400°C в условиях пренит-пумпеллиитовой и пумпеллиит-актинолитовой фаций, реже, в условиях фаций голубых или зеленых сланцев [10, 13, 22, 25].

В.В. Мурзин и С.Н. Шанина в своих термометрических исследованиях пришли к выводу, что формирование золотоносных родингитов первой и второй стадии имело место при стандартных для родингитов 420–470°C и 2–3 кбар, а в заключительную третью стадию происходило снижение *P-T* параметров до 230–310°C и 0.5–1 кбар [14].

В результате экспериментальных исследований взаимодействия в системе ультрабазит–базит было

установлено, что оптимальными условиями формирования минеральных ассоциаций родингитов являются $T = 415\text{--}500^\circ\text{C}$ при $P = 1\text{--}2$ кбар и низкой активности CO_2 [18, 19].

В.А. Селиверстов и А.Б. Осипенко на примере родингитов Камчатки предлагают многостадийное формирование родингитовых парагенезисов, в котором выделяют пироморфическую и гидратационную стадию. Пироморфическую стадию, в которую формируются собственно Са-силикатные минералы (гранат, диопсид, везувиан), подразделяют на высокотемпературный (пироксенизация, палингенез) и низкотемпературный (скарноидный и гидротермальный) этапы. На гидратационной стадии формируются водосодержащие минералы (хлорит и др.) [21].

Считается, что основными факторами, влияющими на минеральный состав родингитов, являются температура и состав флюида, тогда как изменения давления решающего значения не имеют [18, 21].

Рудная минерализация в родингитах распространена не очень широко. Чаще всего такие породы не несут минерализации, местами же отмечается их связь с месторождениями золота (месторождение Золотая Гора, Урал) и медно-никелевых руд (проявления о-ва Карагинский, Камчатка) [12, 13, 15, 22]. Что касается ЭПГ, то сведения о наличии платиноидов в родингитах ограничиваются отдельными находками в родингитах Восточного Саяна, Корякского нагорья и в офиолитах Усть-Депской зоны [5, 6, 12].

Единого мнения о генезисе золотого оруденения в родингитах до сих пор также не существует. Его связывают как непосредственно с процессом родингитизации [2, 13], так и с наложенным на родингиты процессом лиственитизации [22]. Полученные по юго-восточной части Восточного Саяна предварительные результаты позволяют считать, что металлоносные родингиты формируются в островодужной обстановке, в высокобарических и относительно низкотемпературных условиях, а поступление рудообразующих компонентов происходит при воздействии глубинных флюидов из зоны субдукции [6, 7].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В пределах Восточного Саяна родингиты отмечаются во многих гипербазитовых массивах [17], в частности, такие породы распространены в пределах Оспинско-Китойского массива, где участками в родингитизированных породах отмечается вкрапленная медно-сульфидная минерализация. Однако золото-платиноидное оруденение несут лишь метасоматиты Хурай-Жалгинского массива метаморфи-

зованных базит-ультрабазитов. Массив расположен в верховьях руч. Хурай-Жалга (левый приток р. Ту-стук), в юго-восточной части Окинской структурно-формационной зоны Восточного Саяна (рис. 1). Тепло метаморфизованных базит-ультрабазитов имеет субширотное простирание, размер 4000×600 м, вмещается зеленосланцевой толщей, сложенной кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-хлорит-амфиболовыми сланцами, с мелкими линзовидными телами метабазальтов, метагабброидов, а также прослоями известняков, туфопесчаников и углеродистых сланцев. Эта толща известна в литературе как Окинская аккреционная призма [9]. Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов, эпидозитов, амфиболитизированных пород, и серпентинитов. Серпентиниты местами содержат реликты орто- и клинопироксена, что доказывает аполерцолитовую природу серпентинитов. Породы в разной степени рассланцованы, милонитизированы и катаклазированы. Родингиты отмечаются в виде линз и будин мощностью до 2–3 м, приуроченных к тектоническим контактам амфиболитов с ультраосновными породами. Первые имеют преимущественно гранат-диопсид-хлоритовый (в разных соотношениях) состав, насыщены сульфидами Fe и Cu (пирит, халькопирит). Зоны магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов имеют достаточно большую протяженность (до 800 м) и мощность (до 30 м). Вблизи этих зон практически постоянно фиксируются прослойки измененных пироксени-тов. Метасоматиты сложены в основном агрегатом магнезиального хлорита (пеннин-клинохлор) с реликтами щелочных амфиболов и эпидота со значительным количеством магнетита (до 30 об. %), часто проявлена и пиритовая минерализация, вплоть до почти мономинеральных сульфидных руд, реже встречаются кварц и клинопироксен.

Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. Среди магнетита отмечаются реликты ильменита. Участками среди магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения в магнетите. Кроме вышеуказанных, среди рудных минералов обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит.

Золоторудная минерализация в породах представлена самородным золотом разной пробыности, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова. Платиновые минералы представлены преимущественно арсенидами и теллуридами Pt и Pd: сперрилитом, мончетитом и темагамитом. Из ЭПГ в породах преобладают Pt (до 5.2 г/т) и Pd (до 0.55 г/т) при низких концентрациях остальных платиноидов (уров-

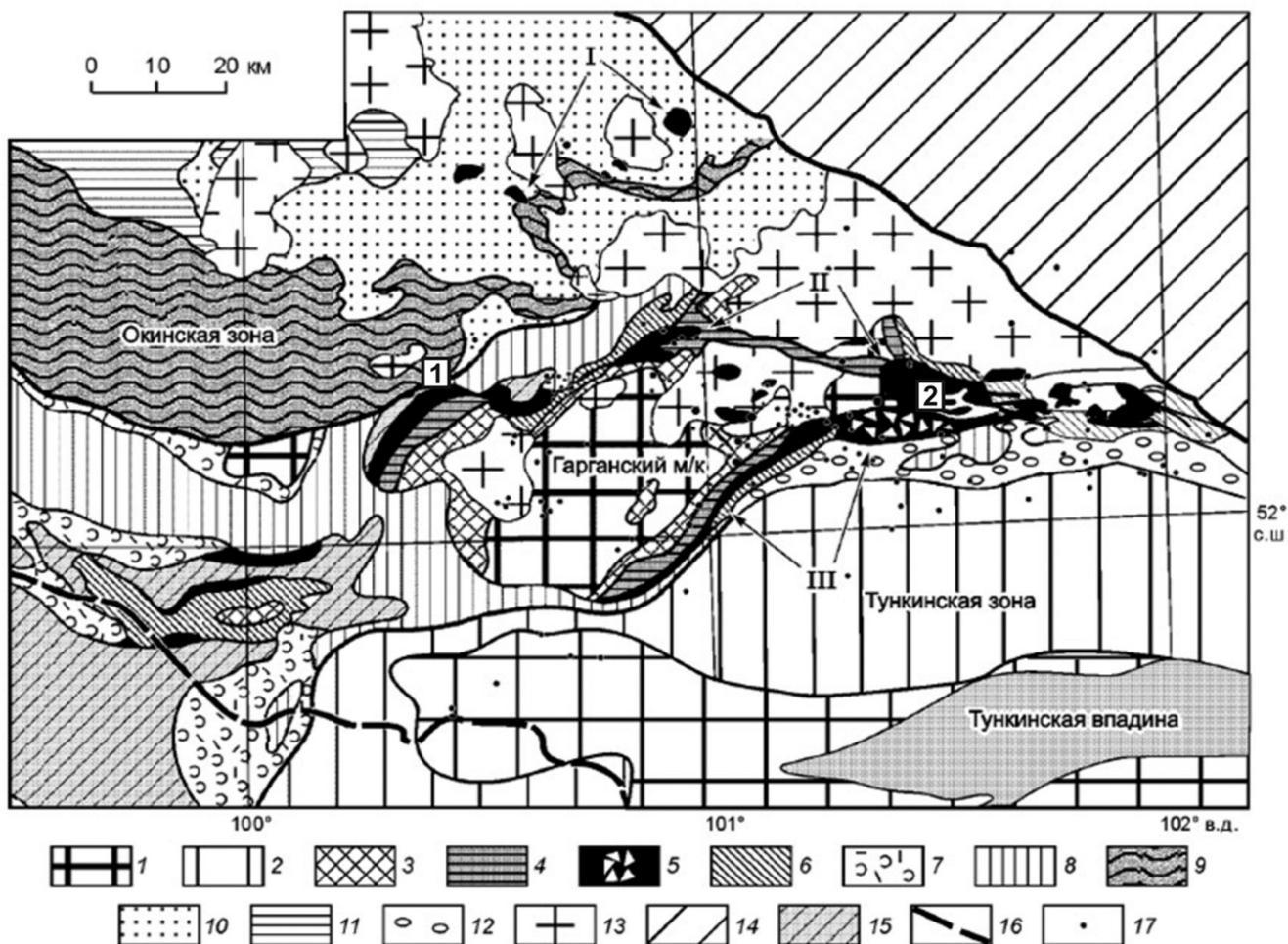


Рис. 1. Главные литотектонические единицы юго-восточной части Восточного Саяна по [7].

Крупной клеткой показан метаморфический комплекс основания Хамардабанского микроконтинента. I – Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс; II – Ильчирский офиолитовый пояс; III – Боксон-Харанурский офиолитовый пояс. 1 – метаморфический комплекс основания (Гарганский микроконтинент); 2 – метаосадки и метавулканы осадочного чехла Хамардабанского микроконтинента; 3 – карбонатные отложения осадочного чехла (параавтохтон); 4–7 – Нижний аллохтон: 4 – сланцы и олистостромы, метавулканы, 5 – офиолиты с меланжем (белые треугольники), 6 – флиш и вулканы основного состава, 7 – островодужные вулканы сархойской серии; 8 – средний аллохтон – известняки и доломиты боксонской серии (V–C₂); 9–11 – верхний аллохтон: 9 – глаукофан-зеленосланцевые образования окинской серии; 10 – метаосадки окинской серии; 11 – известняки и доломиты боксонской серии (V–C₂); 12 – неавтохтон – конгломераты сагансайрской свиты (D₃–C) (?); 13 – граниты; 14 – комплекс основания Сибирского кратона; 15 – терригенные отложения дибинской свиты; 16 – Российско-Монгольская граница; 17 – месторождения и рудопроявления золота. Цифры в квадратах – местонахождения зон родингитизации: 1 – Хурай-Жалгинский массив, 2 – Оспинско-Китойский массив.

ни их содержаний 2–6 мг/т). Кроме того в повышенных концентрациях присутствуют: Au – до 1.47 г/т, а также V (до 2675 г/т), Cu (до 3300 г/т), Zn (до 280 г/т), Hg (до 0.17 г/т), Ag (до 60 г/т).

Давления, рассчитанные нами по геобарометру Холлистера [24], имеют значения: для амфиболов из вмещающих амфиболитов – 2.74–4.3 кбар, для амфиболов из пирит-магнетитовых метасоматитов – 3.67–9.01 кбар. Таким образом, полученные по минеральным геобарометрам давления образования пород варьируют от 2 до 9 кбар, что свидетельствует о влиянии прогрессивного высокобарического ме-

таморфизма. Температуры образования родингитов были рассчитаны по гранат-хлоритовому и гранат-клинопироксеновому геотермометрам, по разным авторам, в интервале давлений от 1 до 12 кбар. Общий разброс температур образования родингитов отвечает 123–434°C. Такие же температуры образования (250–300°C) получены и для пирит-магнетитовых метасоматитов. Следует отметить, что изменение давления слабо влияет на полученные значения температур. Из диаграммы состояния Au и Hg известно, что ξ -фаза Au₃Hg образуется при температуре 150–385°C [11]. Кроме того, в

соответствии с диаграммой устойчивости твердых растворов **Au-Ag-Cu**, температура образования медистого золота равна 470–480°C [16]. Такие температуры образования установлены для процесса родингитизации пород как по природным, так и по экспериментальным данным, что свидетельствует о совместном образовании родингитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Существенные различия в представлениях исследователей о генезисе рудоносных метасоматитов (родингитов, магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов) потребовали от авторов обращения к аппарату численного физико-химического моделирования с целью определения количественных значений параметров существования данных минеральных ассоциаций (температуры, давления, концентрации компонентов) на основе строгих законов химической термодинамики.

Общий подход к моделированию соответствовал методике комплексного компьютерного моделирования, разработанной нами ранее [4]. Расчет равновесных минеральных парагенезисов с водным раствором и газовой фазой проводился на базе программного комплекса “Селектор” [23] методом минимизации изобарно-изотермического потенциала $G(T,P)$. Задачей моделирования являлось определение P - T параметров образования и существования родингитов и магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов с учетом распределения Pt, Pd, Au, Ag и сопутствующих Hg, Te, As, Sb при вторичных изменениях основных и ультраосновных пород в условиях избытка воды.

При определении граничных условий температуры и давления были учтены следующие области термодинамической устойчивости (фазии): глинистых сланцев и порфириров; филлитов и кальцит-хлоритовых зеленых сланцев, спилитов, цеолитовых пород; филлитов и глаукофан-хлоритовых сланцев с жадеитом и лавсонитом; двуслюдяных сланцев и гнейсов, актинолитовых зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов; алмандиновых двуслюдяных сланцев, гнейсов, жедрититов, амфиболитов, глаукофановых голубых сланцев и эклогитов. Также в модельную область была добавлена зона ниже геотермического градиента для учета стрессовых давлений, предполагаемых для образования некоторых метасоматитов. Таким образом, моделируемая система представляла собой двумер-

ную область, ограниченную по температуре в пределах 50–600°C и по давлению – в пределах 500–8000 бар. Узлы модельной сетки (подсистемы) располагались с интервалами 50°C и 500 бар (итого 192 подсистемы). Эти данные согласуются с установленными по минеральным геотермометрам P - T параметрами формирования родингитов и амфиболитов Хурай-Жалгинского массива.

Набор независимых компонентов отвечал системе Si-Ti-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-H-O-S-Cl-Pt-Pd-Au-Ag-Hg-Te-As-Sb- e (где e – электрон). Наибольшее соответствие природным данным показали результаты расчетов при исходных концентрациях породообразующих элементов, отвечающих усредненным справочным составам свежих габбро, основных ультрамафитов (пироксенитов) и лерцолитов (табл. 1). Применение справочных модельных составов первичных пород обусловлено интенсивными вторичными преобразованиями природных аналогов и отсутствием в пределах исследуемого массива неизменных разностей первичных магматических пород.

Для исходных содержаний рудных и сопутствующих элементов (Pt, Pd, Au, Ag, Hg, Te, As и Sb) принимались средние кларковые и кратные им значения. Набор потенциально возможных зависимых компонентов определялся базами термодинамических данных ПК “Селектор” – это 201 твердая фаза (база данных **b_Berman.DB**, **s_sprons98.DB** и **s_Yokokawa.DB**), 122 компонента водного раствора (база данных **a_sprons98.DB**) и 8 компонентов газовой фазы (база данных **g_Reid.DB**). Перед включением в модель зависимых компонентов из разных баз данных было проведено внутрисистемное согласование их термодинамических свойств.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Первичным результатом моделирования явились расчетные области равновесия фаз и зависимых компонентов в P - T координатах. На рис. 2 показано расчетное распределение группы подвижных фаз “водный раствор + газ”, принятой за свободный флюид [3], в модельных P - T системах. Для всех модельных подсистем равновесен водный раствор с минерализацией 8.21–115.26‰ (для габбро), 8.22–160.86‰ (для пироксенита) и 8.24–141.59‰ (для лерцолита) (рис. 3). Получены равновесные концентрации 113 (для габбро), 112 (для пироксенита) и 122 (для лерцолита) зависимых компонен-

Таблица 1. Приведенные к 100% составы исходных пород, принятые в модели

Исходная порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Габбро	49.42	0.79	17.15	2.63	6.42	7.45	12.05	2.73	0.50	0.50	0.35
Пироксенит	46.43	0.92	6.83	7.28	6.00	13.19	18.12	0.86	0.15	0.12	0.11
Лерцолит	42.99	0.25	3.44	3.26	5.19	36.87	3.07	0.31	0.11	0.28	4.22

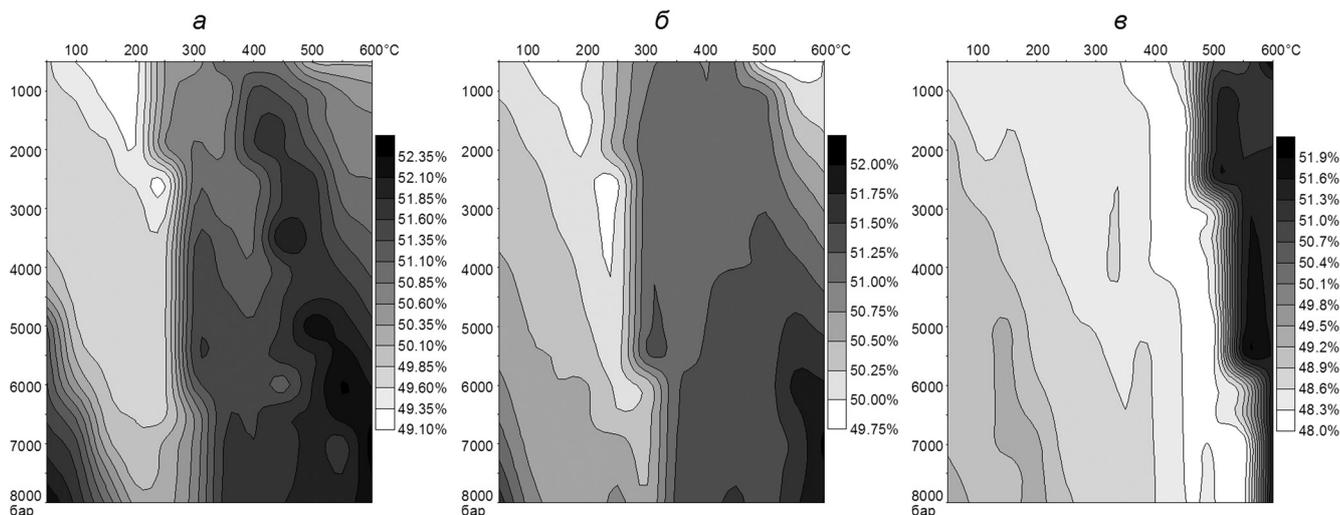


Рис. 2. Расчетное распределение свободного флюида (водный раствор + газ) в модельных *P-T* системах, масс. %.
Исходные породы: *a* – габбро, *б* – пироксенит, *в* – лерцолит.

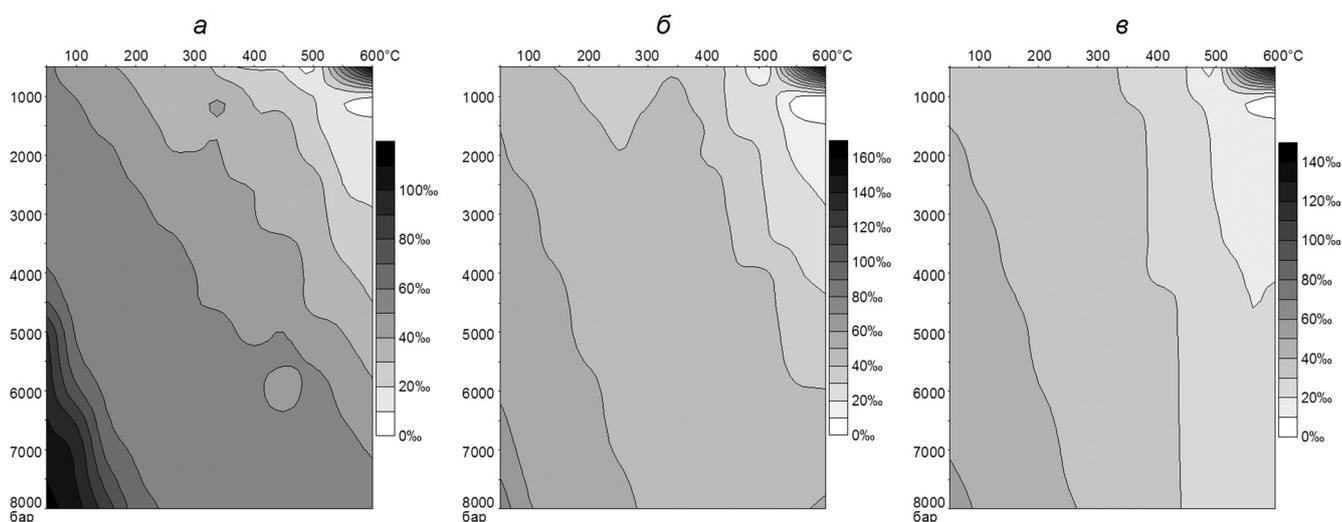


Рис. 3. Расчетная минерализация водного раствора в модельных *P-T* системах, ‰.
Исходные породы: *a* – габбро, *б* – пироксенит, *в* – лерцолит.

тов раствора. Значительные содержания газовой фазы равновесны в условиях 500–600°C только при минимальном модельном давлении 500 бар; в этих условиях содержание фазы водного раствора падает до 0.16–0.21 мас. %, а минерализация повышается до приведенных максимальных значений. Отметим, что можно пренебречь повышенными концентрациями некоторых компонентов в растворе в области преобладания газовой фазы – за счет минимальной массы раствора и отсутствия равновесных твердых фаз.

Наиболее важными результатами для *рудных компонентов* явились не столько абсолютные их содержания (которые напрямую зависят от исходной

концентрации компонента в породе или привнесеном растворе), сколько *формы их осаждения/растворения и процентное отношение осажденных и растворенных форм* для каждого компонента. Если известно исходное содержание некоторого независимого компонента, и известно, какие его доли равновесны в виде того или иного осажденного стехиометрического соединения, то нетрудно определить его абсолютное содержание в системе. Полное отсутствие равновесных осажденных форм компонента при тех или иных *P-T* условиях свидетельствует о невозможности его отложения в гидротермальном процессе, максимальные проценты – о вероятных условиях рудообразования.

Модель изменения габбро

При исходном модельном составе пород, соответствующем габбро, расчет показал равновесное существование в различных P - T областях системы следующих основных минералов (мас. %): плагиоклазов (An_0 - An_{70} – 0–57.20), микроклина (0–2.94), лавсонита (0–55.30), эпидота (0–36.57), клиноцоизита (0–35.82), пироксенов (диопсид: 0–31.70, жадеит: 0–2.93), тремолита (0–31.41), талька (0–24.49), клинохлора (0–21.33), андрадита (0–18.45), кварца (0–19.22), слюд (мусковит: 0–3.43, флогопит: 0–4.58, парагонит: 0–25.33), пренита (0–9.57), магнетита (0–9.41), гематита (0–5.85), сфена (1.93–2.06), пирита (0–0.35), ангидрита (0–1.35) и антимонита (до $7.0 \cdot 10^{-5}$). Отмечается существенное наложение полей равновесия андрадита и клинох-

лора, диопсида и магнетита, в меньшей степени – эпидота и пренита, при взаимоисключении ассоциации диопсид–магнетит и андрадита (рис. 17–19).

Перейдем к рудным компонентам. Осажденное золото равновесно только в самородном виде (рис. 4а). Серебро осаждается в самородном виде (рис. 4б) и в форме акантита Ag_2S (рис. 4в). Осажденная платина равновесна в самородном виде (рис. 5а) и в форме куперита PtS (рис. 5б). Палладий осаждается в самородном виде (рис. 5в), в сульфидной форме PdS (рис. 6а) и в форме котульскита $PdTe$ (рис. 6б). Ртуть осаждается как в самородном виде (рис. 6в), так и в формах киновари HgS (рис. 7а), метациннабарита HgS (рис. 7б) и колорадоита $HgTe$ (рис. 7в). Возможные равновесные формы рудных компонентов в растворе достаточно многочисленны (табл. 2).

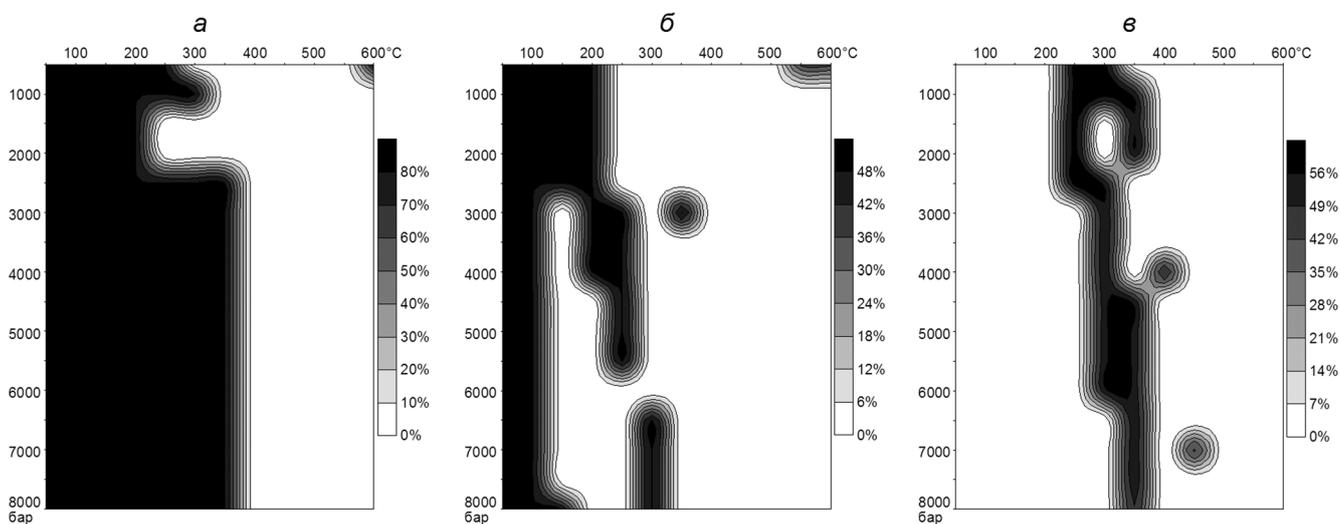


Рис. 4. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – габбро.

Рудные компоненты: *а* – золото в самородном виде, *б* – серебро в самородном виде, *в* – серебро в форме акантита Ag_2S .

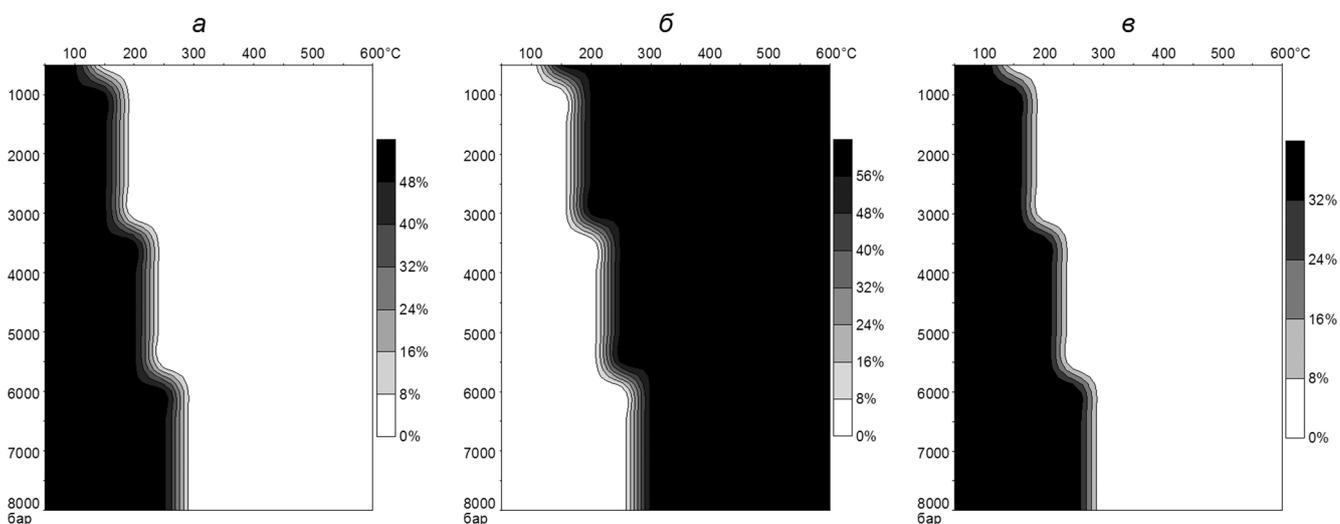


Рис. 5. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – габбро.

Рудные компоненты: *а* – платина в самородном виде, *б* – платина в форме куперита PtS , *в* – палладий в самородном виде.

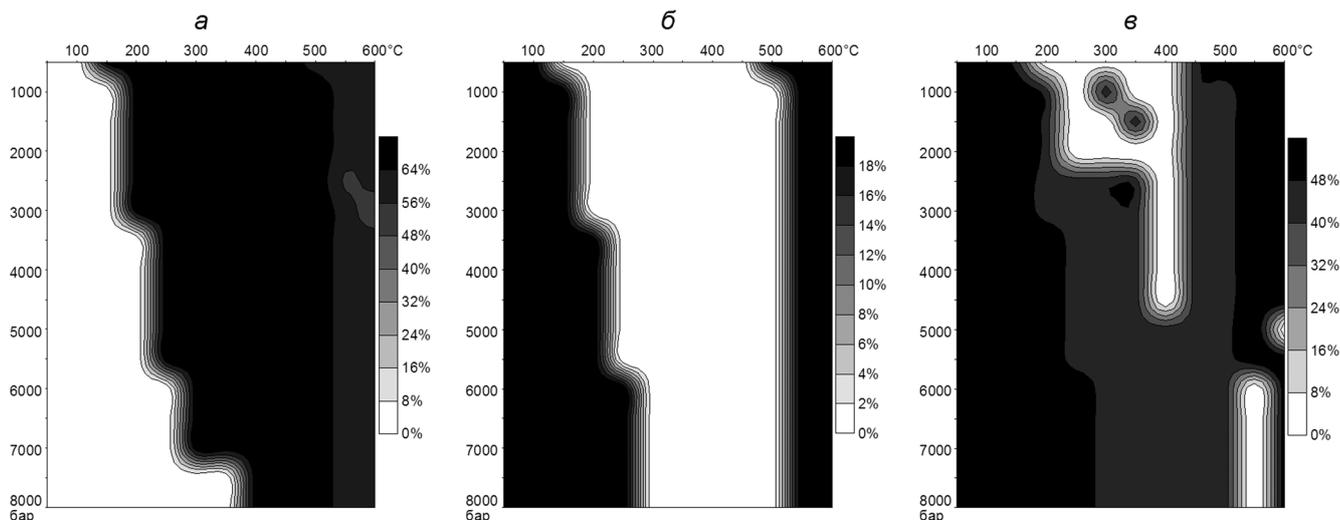


Рис. 6. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – габбро.

Рудные компоненты: *а* – палладий в сульфидной форме PdS, *б* – палладий в форме котульскита PdTe, *в* – ртуть в самородном виде.

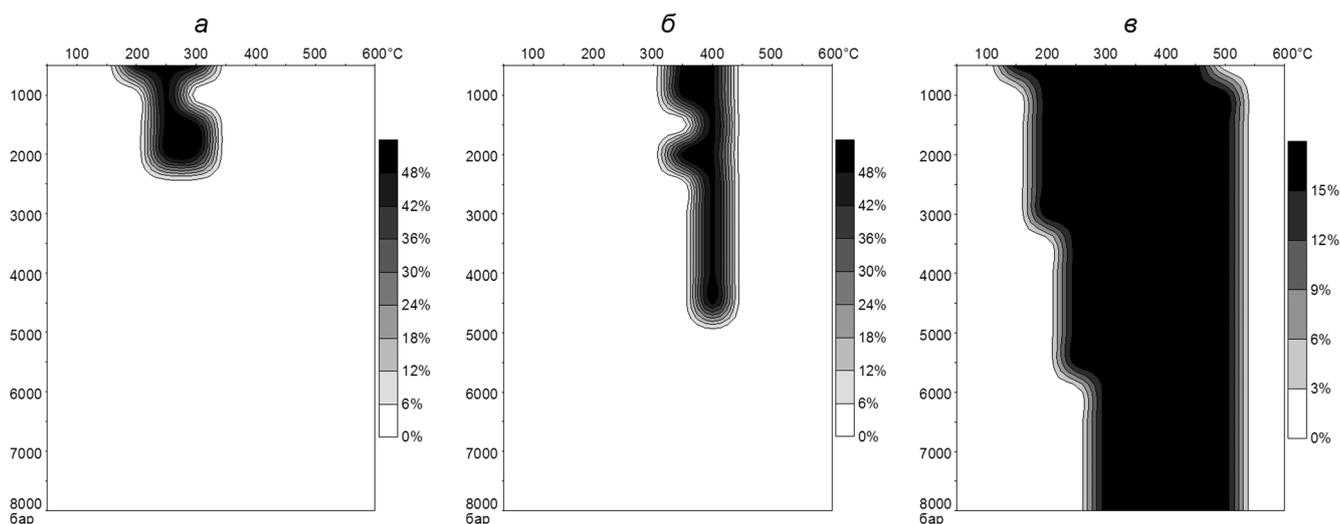


Рис. 7. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – габбро.

Рудные компоненты: *а* – ртуть в форме киновари HgS, *б* – ртуть в форме метациннабарита HgS, *в* – ртуть в форме колорадоита HgTe.

Модель изменения пироксенита

При исходном модельном составе породы, соответствующем пироксениту, расчет показал равновесное существование в различных *P-T* областях системы следующих основных минералов (мас. %): диопсида (0–63.53), тремолита (0–53.35), эпидота (0–33.35), андрадита (0–32.21), талька (0–22.1), плагиоклазов (An_0 – An_{90} : 0–21.59), микроклина (0–0.69), лавсонита (0–20.80), клинохлора (0–20.62), клиноцоизита (0–15.68), пренита (0–11.33), кварца (0–8.12), флогопита (0–1.25), магнетита (0–13.49), гематита (0–4.91), сфена (2.34–2.45), пирита (0–

0.34), ангидрита (0–1.33), антимонита (до $7.0 \cdot 10^{-5}$) и сенармонита (до $2.0 \cdot 10^{-5}$). Поля равновесий основных минералов показаны на рис. 17–19.

Опишем условия распределения рудных компонентов. Золото осаждается в самородном виде (рис. 8а) и в форме калаверита AuTe₂ (рис. 8б). Осажденное серебро равновесно в самородном виде (рис. 8в) и в форме акантита Ag₂S (рис. 9а). Платина равновесна в самородном виде (рис. 9б) и в форме куперита (рис. 9в). Палладий осаждается в самородном виде (рис. 10а), в сульфидных формах PdS (рис. 10б) и Pd₄S (рис. 10в), в форме котульскита PdTe (рис. 11а) и меренскита PdTe₂ (рис. 11б). Осаж-

Таблица 2. Возможные равновесные растворенные формы рудных компонентов и их расчетные минимальные и максимальные концентрации в растворе (мг/кг H₂O) при исходных кларковых содержаниях в зависимости от исходного состава пород

Рудный компонент	Растворенная форма	Габбро		Пироксенит		Лерцолит	
		min	max	min	max	min	max
Au	Au(HS) ₂ ⁻	0	5.42·10 ⁻³	0	7.75·10 ⁻¹	0	6.43·10 ⁻²
	Au ⁺	0	7.08·10 ⁻⁵	0	2.28·10 ⁻⁴	0	3.94·10 ⁻⁴
	AuCl ⁰	0	3.47·10 ⁻³	0	1.06	0	4.62·10 ⁻³
	AuCl ₂ ⁻	0	3.38·10 ⁻⁴	0	7.35·10 ⁻⁴	0	3.74·10 ⁻⁴
	AuCl ₃ ²⁻	0	2.52·10 ⁻⁶	0	4.45·10 ⁻⁶	0	4.06·10 ⁻⁶
Ag	Ag(HS) ₂ ⁻	0	1.49·10 ⁻¹	0	2.83·10 ⁻¹	0	9.03·10 ⁻¹
	Ag ⁺	1.46·10 ⁻¹¹	6.48·10 ⁻²	7.67·10 ⁻¹²	6.21·10 ⁻²	4.71·10 ⁻¹¹	7.24·10 ⁻²
	AgCl ⁰	1.31·10 ⁻¹⁰	6.47·10 ⁻²	6.83·10 ⁻¹¹	15.20	4.31·10 ⁻¹⁰	4.61
	AgCl ₂ ⁻	6.98·10 ⁻¹¹	3.60·10 ⁻²	6.67·10 ⁻¹¹	1.45·10 ⁻¹	4.04·10 ⁻¹⁰	7.22·10 ⁻²
	AgCl ₃ ²⁻	0	2.59·10 ⁻⁴	0	6.42·10 ⁻⁴	0	4.74·10 ⁻⁴
	AgCl ₄ ³⁻	0	4.43·10 ⁻⁷	0	3.48·10 ⁻⁵	0	3.80·10 ⁻⁶
	AgO ⁻	0	9.87·10 ⁻⁴	0	2.07·10 ⁻⁴	0	9.80·10 ⁻⁶
	AgOH ⁰	0	1.54·10 ⁻³	0	1.24·10 ⁻⁴	0	2.07·10 ⁻⁵
Pt	Pt(SO ₄) ₂ ²⁻	0	0	0	0	0	6.59·10 ⁻¹³
	Pt(SO ₄) ₃ ⁴⁻	0	4.09·10 ⁻¹²	0	5.76·10 ⁻¹²	0	3.92·10 ⁻¹¹
	Pt ²⁺	0	0	0	0	0	1.46·10 ⁻⁹
	PtCl ⁺	0	0	0	0	0	4.52·10 ⁻⁷
	PtCl ₂ ⁰	0	0	0	0	0	1.24·10 ⁻⁶
	PtCl ₃ ⁻	0	0	0	0	0	2.27·10 ⁻⁸
	PtCl ₄ ²⁻	0	0	0	0	0	1.38·10 ⁻¹²
	PtO ⁰	0	1.04·10 ⁻¹⁰	0	2.93·10 ⁻¹¹	0	2.23·10 ⁻¹
	PtOH ⁺	0	0	0	0	0	1.33·10 ⁻⁴
	PtSO ₄ ⁰	0	0	0	0	0	7.98·10 ⁻¹³
Pd	Pd(SO ₄) ₂ ²⁻	0	2.63·10 ⁻⁷	0	5.29·10 ⁻⁷	0	3.07·10 ⁻⁷
	Pd(SO ₄) ₃ ⁴⁻	0	1.80·10 ⁻²	0	5.63·10 ⁻²	0	5.91·10 ⁻³
	Pd ²⁺	0	4.94·10 ⁻¹⁰	0	3.91·10 ⁻⁹	0	3.81·10 ⁻⁷
	PdCl ⁺	0	1.32·10 ⁻⁸	0	1.16·10 ⁻⁷	0	1.92·10 ⁻⁵
	PdCl ₂ ⁰	0	7.17·10 ⁻⁹	0	5.70·10 ⁻⁸	0	2.77·10 ⁻⁵
	PdCl ₃ ⁻	0	2.18·10 ⁻¹⁰	0	2.04·10 ⁻⁹	0	9.07·10 ⁻⁷
	PdCl ₄ ²⁻	0	0	0	1.10·10 ⁻¹²	0	1.11·10 ⁻⁹
	PdO ⁰	0	6.39·10 ⁻²	0	6.16·10 ⁻²	0	6.51·10 ⁻²
	PdOH ⁺	0	3.20·10 ⁻⁵	0	1.00·10 ⁻⁴	0	1.38·10 ⁻³
	PdSO ₄ ⁰	0	2.06·10 ⁻¹⁰	0	4.66·10 ⁻¹⁰	0	1.08·10 ⁻⁹
Hg	Hg ²⁺	0	9.21·10 ⁻⁸	0	1.75·10 ⁻⁷	0	6.44·10 ⁻⁷
	Hg ₂ ²⁺	0	2.94·10 ⁻²	0	9.75·10 ⁻²	0	1.06·10 ⁻¹
	HgCl ⁺	0	9.47·10 ⁻⁵	0	1.37·10 ⁻⁴	0	5.71·10 ⁻⁴
	HgCl ₂ ⁰	0	2.09·10 ⁻²	0	3.29·10 ⁻²	0	9.74·10 ⁻²
	HgCl ₃ ⁻	0	6.27·10 ⁻²	0	7.13·10 ⁻²	0	7.16·10 ⁻²
	HgCl ₄ ²⁻	0	5.60·10 ⁻²	0	6.01·10 ⁻²	0	5.68·10 ⁻²
	HgO ⁰	0	2.79·10 ⁻³	0	7.45·10 ⁻²	0	1.50·10 ⁻²
	HgOH ⁺	0	3.97·10 ⁻²	0	3.84·10 ⁻²	0	3.53·10 ⁻²
	HHgO ₂ ⁻	0	7.05·10 ⁻⁶	0	1.76·10 ⁻⁵	0	4.51·10 ⁻⁶

денная ртуть может быть равновесна в самородном виде (рис. 11в), в формах киновари HgS (рис. 12а), метациннабарита HgS (рис. 12б) и колорадоита Hg-Te (рис. 12в). Возможные растворенные формы рудных компонентов, а также их минимальные и максимальные концентрации показаны в табл. 2.

Модель изменения лерцолита

При исходном модельном составе породы, соответствующем лерцолиту, расчет показал равновес-

ное существование в различных *P-T* областях системы следующих основных минералов (мас. %): форстерита (0–50.47), антигорита (0–63.11), клинохлора (0–19.26), тремолита (0–23.01), антофиллита (0–17.57), талька (0–16.08), плагиоклаза (*An*_{0–75}: 0–10.63), магнетита (0–9.04), андрадита (0–6.09), гематита (0–5.4), диопсида (0–5.06), ангидрита (0–1.32), флогопита (0–0.86), сфена (0–0.58), пирита (0–0.36), рутила (0–0.25), антимонита (до 7.0·10⁻⁵) и сенармонтита (до 2.0·10⁻⁵). Моделирование показало широкий диапазон

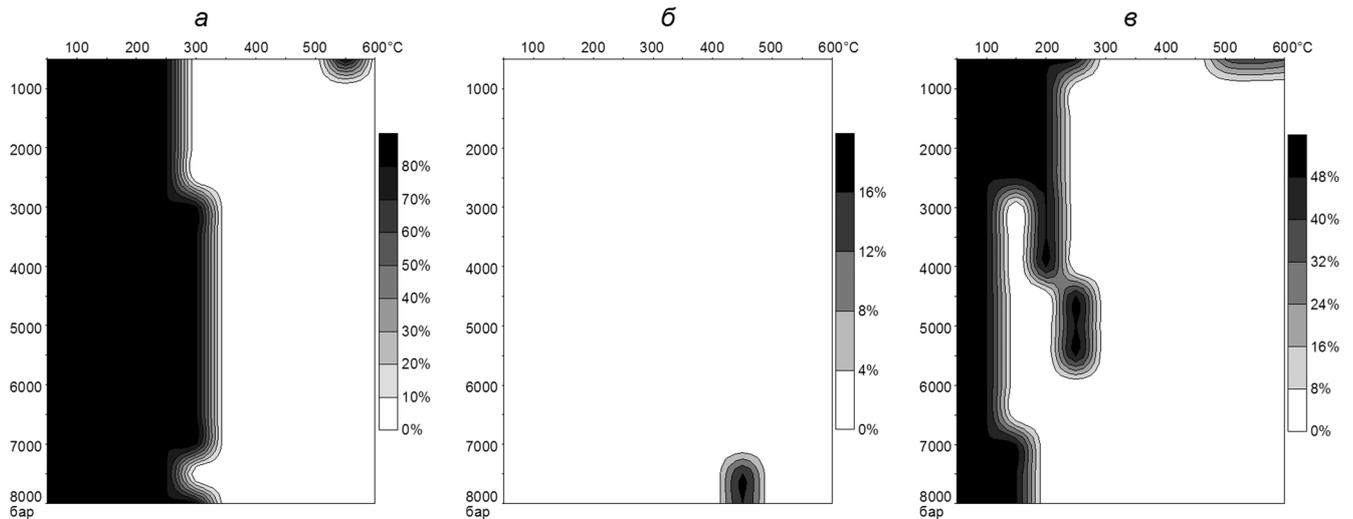


Рис. 8. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – пироксените. Рудные компоненты: *а* – золото в самородном виде, *б* – золото в форме калаверита $AuTe_2$, *в* – серебро в самородном виде.

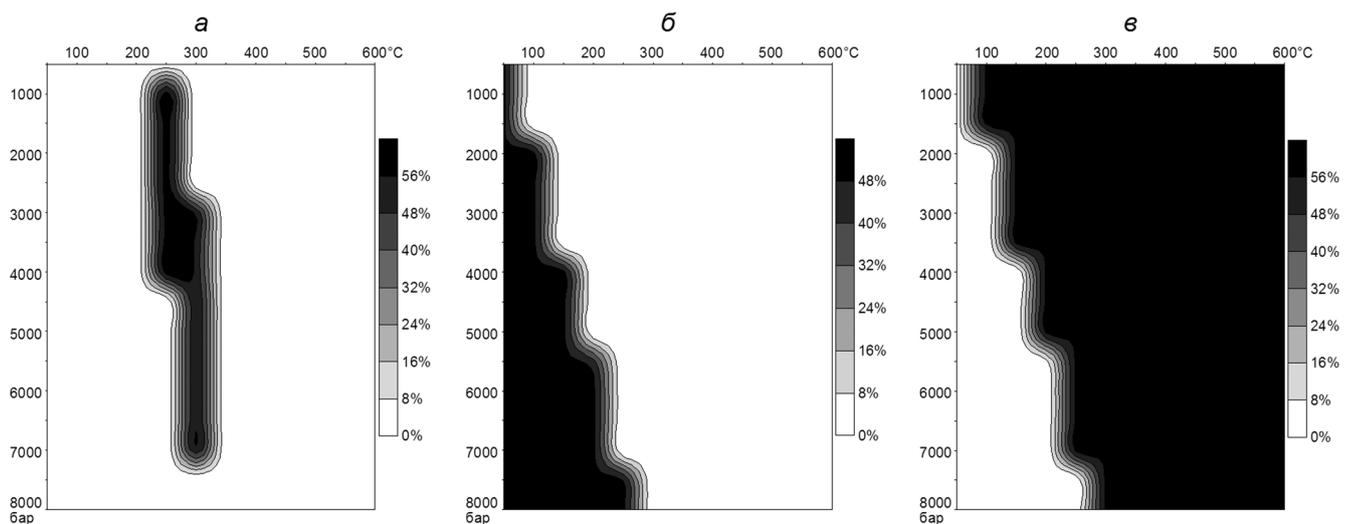


Рис. 9. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – пироксените. Рудные компоненты: *а* – серебро в форме акантита Ag_2S , *б* – платина в самородном виде, *в* – платина в форме куперита PtS .

условий существования клинохлора и взаимное исключение ассоциации форстерит–диопсид–магнетит и андрадита (рис. 17–19).

Возможные осажденные рудные компоненты представлены самородным золотом (рис. 13а); самородным серебром (рис. 13б) и акантитом Ag_2S (рис. 13в); самородной платиной (рис. 14а) и куперитом (рис. 14б); самородным палладием (рис. 14в), сульфидами палладия PdS (рис. 15а), Pd_2S (рис. 15б), Pd_4S , котульскитом $PdTe$ (рис. 15в) и меренскитом $PdTe_2$; самородной ртутью (рис. 16а), метациннабаритом HgS (рис. 16б) и колорадоитом $HgTe$ (рис. 16в). Возможные рас-

творенные формы рудных компонентов с их концентрациями показаны в табл. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно теме исследования, рассмотрим параметры существования породообразующих минералов для родингитов и магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов. Таковыми являются андрадит, диопсид, клинохлор, пренит и клиноцоизит – для родингитов; магнетит, клинохлор и эпидот – для соответствующих метасоматитов. В случае изменения лерцолита, важны поля существования серпентина

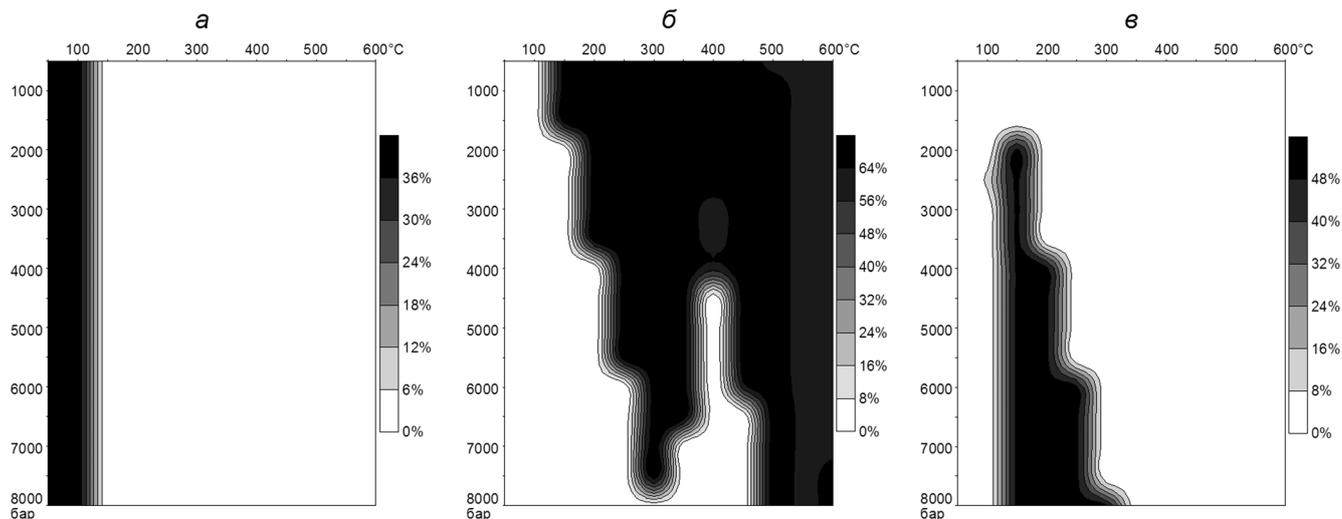


Рис. 10. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – пироксените. Рудные компоненты: *а* – палладий в самородном виде, *б* – палладий в форме PdS, *в* – палладий в форме Pd₄S.

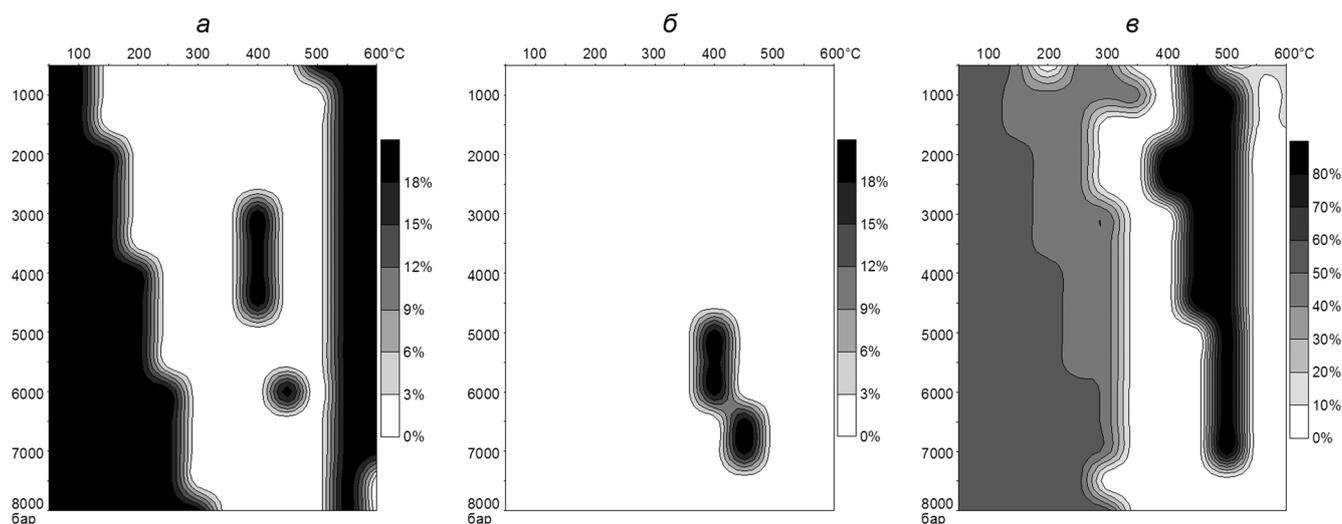


Рис. 11. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – пироксените.

Рудные компоненты: *а* – палладий в форме котульскита PdTe, *б* – палладий в форме меренскита PdTe₂, *в* – ртуть в самородном виде.

и оливина. Полученные минеральные ассоциации в первом приближении можно разделить на три группы: низко-, средне- и высокотемпературные. При исходных составах пород, соответствующих габбро и пироксениту, в первую группу войдут андрадит и клинохлор, во вторую – эпидот и пренит, а в третью – диопсид и магнетит. При исходном лерцолитовом составе низкотемпературная группа будет включать андрадит и клинохлор, среднетемпературная – клинохлор, диопсид и антигорит, а высокотемпературная – клинохлор, форстерит и магнетит.

Модель образования рудоносных родингитов

Модельным родингитом будем считать породу, состоящую из андрадита, клинохлора и диопсида (главные минералы) при обязательном присутствии пренита, клиноцоизита и пирита (дополнительные минералы). Везувиан в расчетных моделях неравновесен, хотя входил в состав потенциальных зависимых компонентов. Причиной этому, по нашему мнению, служит малое содержание в подсистемах модели летучих, поэтому независимые компоненты везувиана

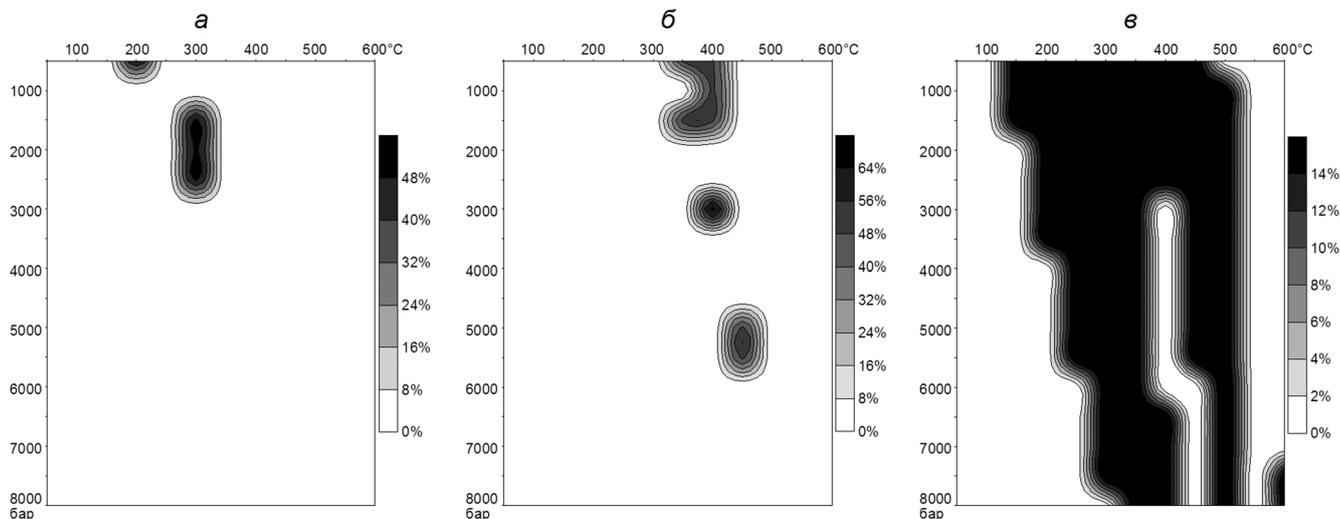


Рис. 12. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – пироксените. Рудные компоненты: *а* – ртуть в форме киновари HgS, *б* – ртуть в форме метациннабарита HgS, *в* – ртуть в форме колорадоита HgTe.

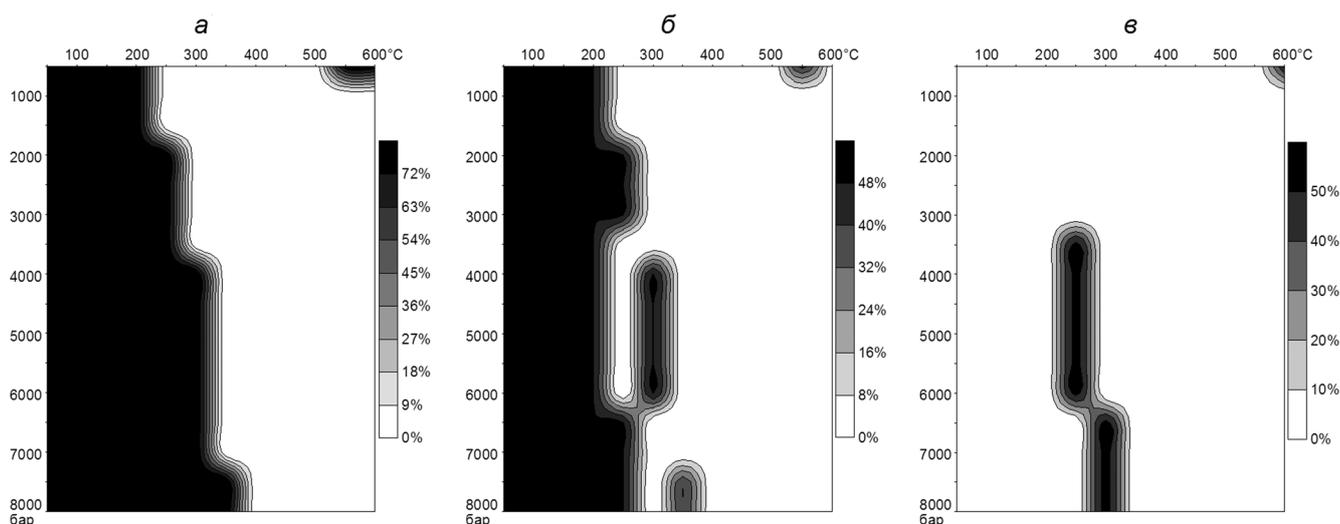


Рис. 13. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – лерцолите. Рудные компоненты: *а* – золото в самородном виде, *б* – серебро в самородном виде, *в* – серебро в форме акантита Ag₂S.

конденсируются в андрадите и, вероятно, лавсоните. Для природных родингитов может быть характерно золотое и платиново-палладиевое оруденение, поэтому на этих рудных компонентах мы и остановимся.

При изменении габбро поля равновесия андрадита и клинохлора перекрываются в интервале температур 50–300°C при давлениях 0.5–8.0 кбар. С повышением давления верхняя граница температурного интервала поднимается до 350°C. Области андрадита и диопсида не пересекаются, диопсид ассоциирует только с клинохлором при 500–600°C и 6.0–8.0 кбар (рис. 17а).

Таким образом, равновесного родингитового парагенезиса при исходном составе породы, соответствующем габбро, возникнуть не может, что, однако, не исключает неравновесную ассоциацию, в которой диопсид является реликтом первичной породы, андрадит – метаморфическим, а клинохлор – метасоматическим образованиями. Анализ полей равновесия пренита, клиноцоизита и пирита (с арсенопиритом) позволяет заключить, что совместное присутствие этих минералов в такой неравновесной породе свидетельствует о ее формировании в условиях падения температуры от

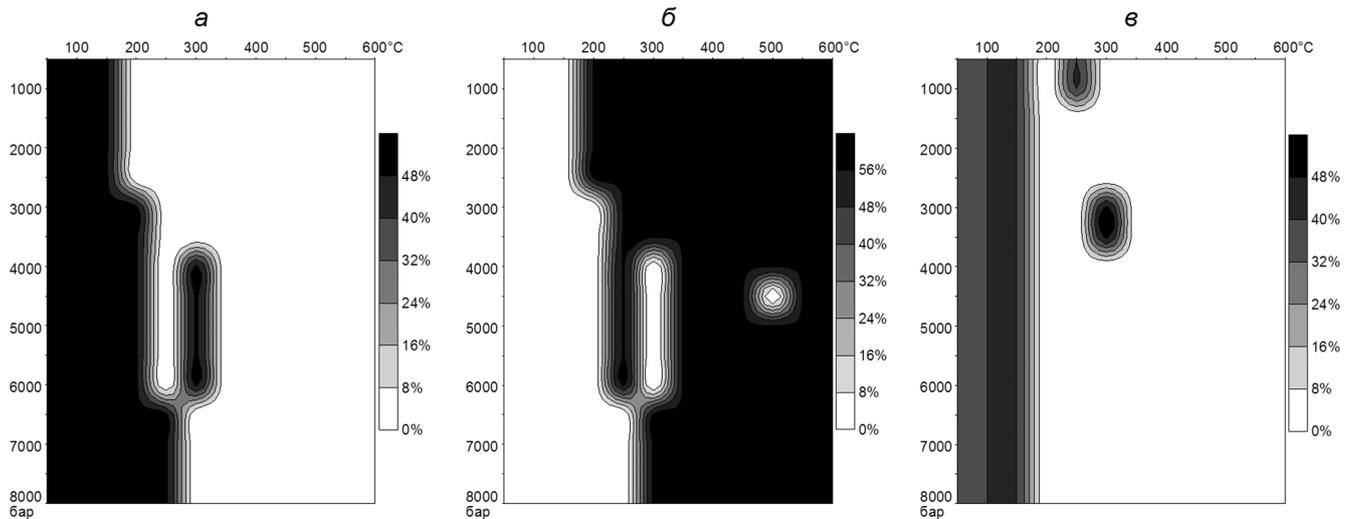


Рис. 14. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – лерцолите. Рудные компоненты: *а* – платина в самородном виде, *б* – платина в форме куперита PtS, *в* – палладий в самородном виде.

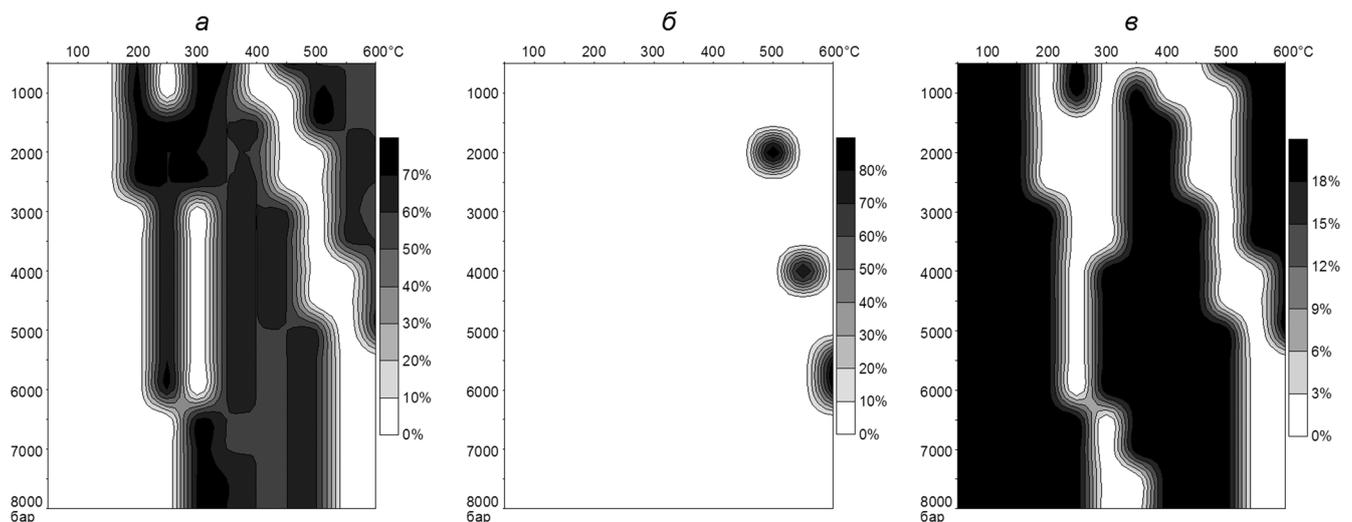


Рис. 15. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – лерцолите. Рудные компоненты: *а* – палладий в сульфидной форме PdS, *б* – палладий в дисульфидной форме PdS₂, *в* – палладий в форме котульскита PdTe.

600°C до 50°C при низких модельных давлениях 0.5–1.0 кбар (рис. 18а).

Золото в осажденном самородном виде равновесно при температурах ниже 400°C, что при исходной породе габбро соответствует равновесной ассоциации андрадит–клинохлор. При более высоких температурах золото равновесно только в растворе.

Серебро в самородном виде равновесно при температурах ниже 350°C, ассоциирует с андрадитом и клинохлором, избегая областей максимальной концентрации последнего. Серебро в форме акантита

равновесно в среднетемпературной области, в поле равновесия клинохлора, эпидота и пренита.

Платина осаждается практически вся, присутствуя в растворе в минимальных количествах (табл. 2): в самородном виде – при низких температурах и в форме куперита – при высоких. Моновариантная граница между этими формами с увеличением давления сдвигается по температуре от 200 до 300°C. Таким образом, самородная платина ассоциирует с андрадитом и клинохлором, а куперит – с диопсидом, магнетитом и эпидотом.

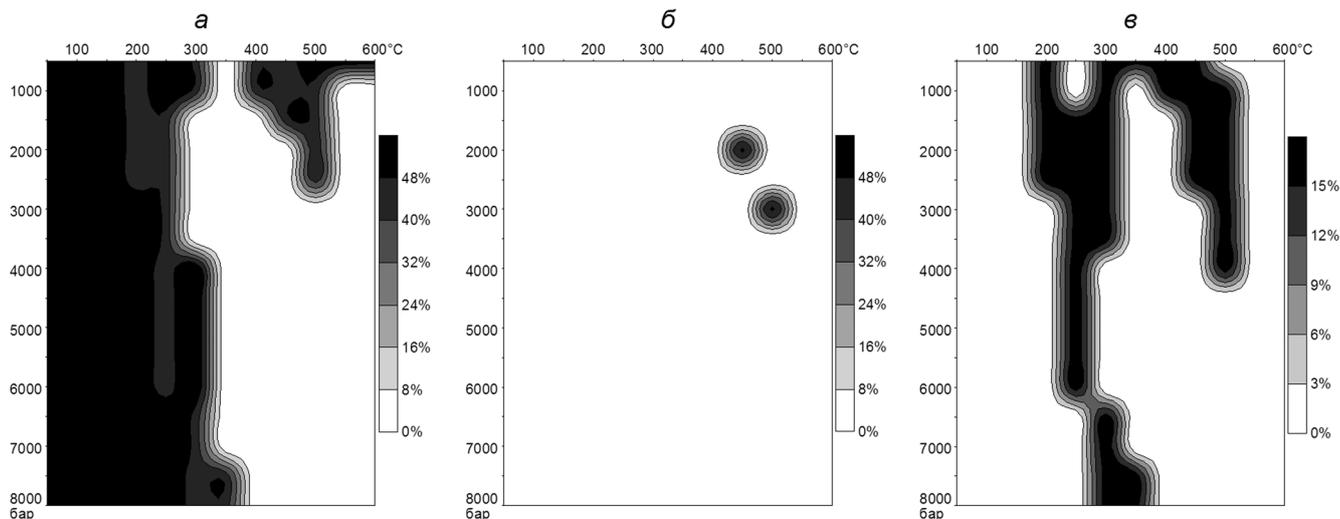


Рис. 16. Доля осажденного рудного компонента от исходной его массы (%) при исходной породе – лерцолите. Рудные компоненты: *а* – ртуть в самородном виде, *б* – ртуть в форме метациннабарита HgS, *в* – ртуть в форме колорадоита HgTe.

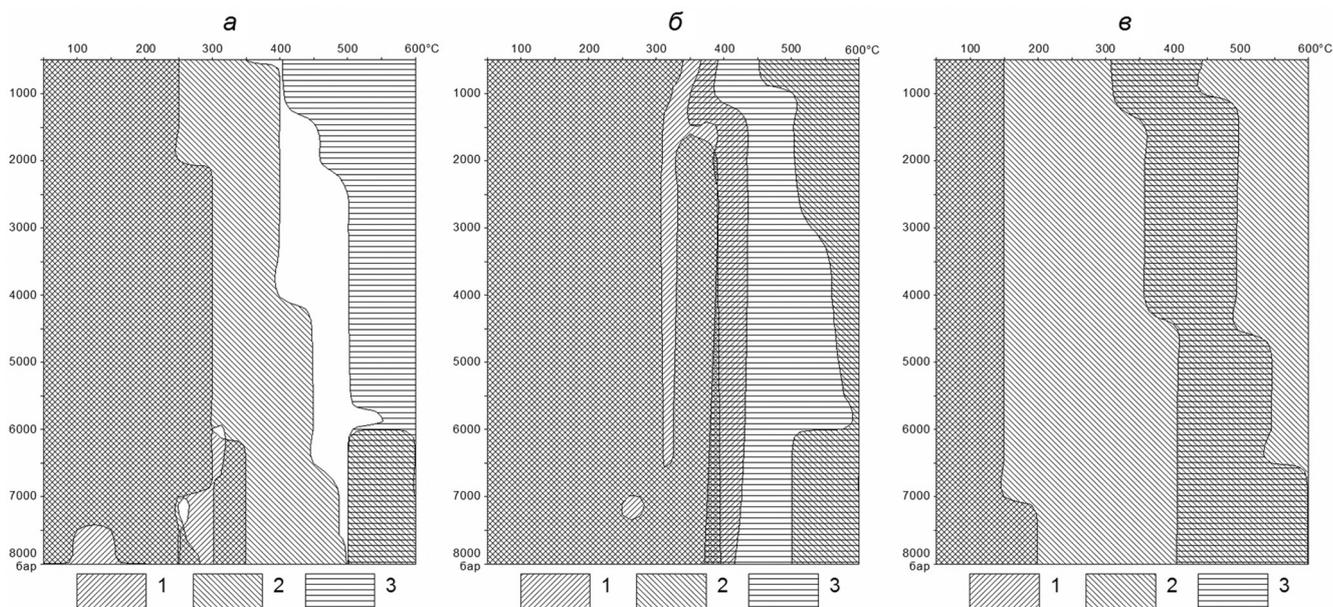


Рис. 17. Расчетные поля равновесия андрадита, клинохлора и диопсида в *P-T* координатах.

а – при изменении габбро, *б* – при изменении пироксенита, *в* – при изменении лерцолита. 1 – андрадит, 2 – клинохлор, 3 – диопсид.

Поле равновесия самородного *палладия* полностью совпадает с полем самородной *платины*. Сульфид палладия PdS характерен для **средних и высоких температур**, причем с повышением температуры его содержание уменьшается, сменяясь полем *котульскита*. Котульскит также характерен и для низких температур, отсутствуя в среднетемпературной области. Таким образом, сульфид палладия ассоциирует с клинохлором и эпидотом, в меньшем

количестве – с диопсидом и магнетитом; котульскит – с андрадитом, диопсидом и магнетитом.

При изменении пироксенита найдена область взаимного наложения полей равновесия андрадита, клинохлора и диопсида в малых количествах: при температуре $\sim 380^\circ\text{C}$ и давлениях 2.0–4.0 кбар равновесный родингитовый парагенезис существует в виде моновариантной линии, которая с повышением давления до 8.0 кбар расширяется по тем-

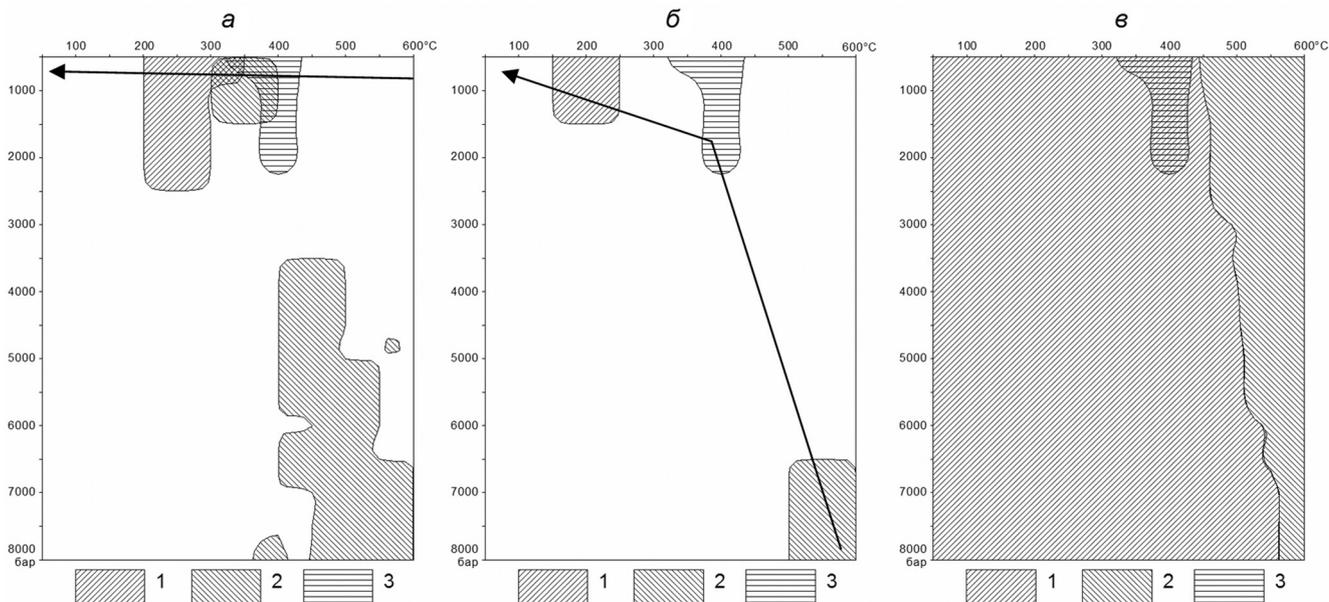


Рис. 18. Расчетные поля равновесия пренита, клиноцоизита и пирита в *P-T* координатах.

a – при изменении габбро, *б* – при изменении пироксенита; *в* – расчетные поля равновесия антигорита, форстерита и пирита при изменении лерцолита. *a, б*: 1 – пренит, 2 – клиноцоизит, 3 – пирит (с арсенопиритом). Стрелками показаны возможные тренды изменения *P-T* условий при неравновесном преобразовании исходной породы. *в*: 1 – антигорит, 2 – форстерит, 3 – пирит (с арсенопиритом).

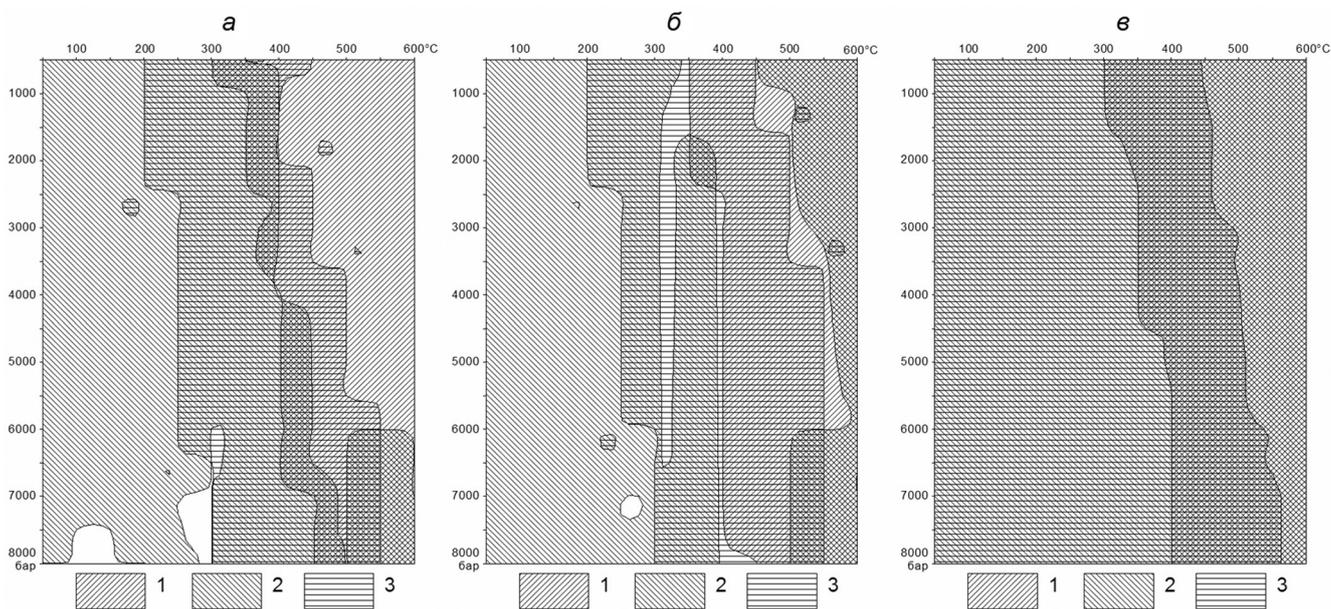


Рис. 19. Расчетные поля равновесия магнетита, клинохлора и эпидота в *P-T* координатах.

a – при изменении габбро, *б* – при изменении пироксенита, *в* – расчетные поля равновесия магнетита, клинохлора и антигорита при изменении лерцолита. *a, б*: 1 – магнетит, 2 – клинохлор, 3 – эпидот; *в*: 1 – магнетит, 2 – клинохлор, 3 – антигорит.

пературе в область до $\sim 360\text{--}400^\circ\text{C}$ (рис. 17б). Анализируя поля равновесия дополнительных минералов, можно заключить, что сульфидная минерализация в модельном родингите по пироксениту равновесна только при давлениях 2.0–2.5 кбар, пренит и клиноцоизит неравновесны. Совместное присутствие этих минералов в неравновесной породе говорит о том, что, вероятно, клиноцоизит является реликтовым, а образование такой породы происходило при изменении давления от 8.0 до 2.0 бар и температуры – от 600 до 400°C , а затем при изменении давления от 2.0 до 0.5 кбар и температуры – от 400 до 50°C (рис. 18б).

Золото в самородном виде осаждается при температурах ниже $300\text{--}350^\circ\text{C}$ и ассоциирует с андрадитом и клинохлором. С модельным родингитовым парагенезисом поле равновесия самородного золота не пересекается. Также существует небольшая область равновесия самородного золота при $\sim 550^\circ\text{C}$ и 0.5–1.0 кбар, что соответствует полю равновесия диопсида и магнетита. Калаверит равновесен в небольшом интервале температуры $400\text{--}450^\circ\text{C}$ и давления 7.0–8.0 кбар в ассоциации с диопсидом и эпидотом.

Серебро в самородном виде равновесно при температурах ниже 250°C , отсутствуя при $\sim 150^\circ\text{C}$ в интервале давлений от 3.0 до 7.0 кбар. Следовательно, оно, как и золото, ассоциирует с андрадитом и клинохлором. Акантит характерен для температур $250\text{--}300^\circ\text{C}$ при давлениях 1.0–7.0 кбар, ассоциируя с андрадитом, клинохлором и в меньшей степени – с эпидотом и пренитом. С модельным родингитовым парагенезисом поля равновесия самородного серебра и акантита также не пересекаются.

Платина, как и в случае с габбро, практически вся осаждается в самородном виде и в форме куперита, оставаясь в растворе в минимальных количествах (табл. 2). Моновариантная граница между этими формами проходит по линии от 50°C и 0.5 кбар до 250°C и 8.0 кбар. Самородная платина ассоциирует с андрадитом и клинохлором, куперит – с андрадитом, клинохлором, диопсидом, магнетитом, эпидотом и пренитом, полностью накрывая и поле модельного родингитового парагенезиса.

Палладий в самородном виде равновесен при самых низких модельных температурах ($50\text{--}100^\circ\text{C}$) на всем интервале давлений, ассоциируя с андрадитом и клинохлором. Сульфидные формы палладия PdS и Pd₄S занимают практически всю оставшуюся модельную область за исключением участка, ограниченного по температуре значениями $350\text{--}450^\circ\text{C}$ и по давлению – 4.5–8.0 кбар, где равновесны частично котульскит и меренскит. Моновариантная граница между полями равновесия сульфидных форм проходит по линии от 150°C и 0.5 кбар до 300°C и 7.5 кбар, поэтому PdS ассоциирует с андрадитом, клинохлором, диопсидом, магнетитом, эпидотом и пренитом, а Pd₄S – только с андрадитом и кли-

нохлором. Котульскит равновесен в низко- и высокотемпературных условиях, оставляя практически свободной среднетемпературную зону за исключением участка при $\sim 400^\circ\text{C}$ и 2.5–4.5 кбар. Поле равновесия меренскита ограничено интервалами $350\text{--}450^\circ\text{C}$ и 4.5–7.5 кбар, где он ассоциирует с андрадитом, диопсидом, клинохлором и эпидотом. Таким образом, из описанных форм палладия на поле модельного родингитового парагенезиса налагаются только поля равновесия сульфида палладия PdS (при давлениях ниже 4.0 кбар) и меренскита (при давлениях 4.5–6.5 кбар).

При изменении лерцолита родингитовая ассоциация весьма маловероятна: поля андрадита и диопсида далеко отстоят друг от друга (рис. 17в), а изменение исходной породы дает хлорит-серпентиновые равновесные ассоциации: ниже $450\text{--}550^\circ\text{C}$ равновесен антигорит, для всей модельной P-T системы равновесен клинохлор. Антигорит граничит с форстеритом по моновариантной линии при $450\text{--}550^\circ\text{C}$, а при $350\text{--}400^\circ\text{C}$ и 0.5–2.0 кбар может содержать сульфидную минерализацию (рис. 18в). В распределении практически всех рудных компонентов заметна общая деталь: своеобразная “аномальная” зона при $\sim 300^\circ\text{C}$, ограниченная интервалом давления 3.5–6.0 кбар. В ней равновесный акантит сменяется самородным серебром, куперит – самородной платиной, сульфид палладия – котульскитом, колорадоит – самородной ртутью. Для самородных золота и серебра, дисульфида палладия PdS₂ и котульскита характерен небольшой участок равновесия (при $550\text{--}600^\circ\text{C}$ и 0.5–1.0 кбар), сравнительно далеко отстоящий от их главных равновесных областей, где эти рудные компоненты ассоциируют с форстеритом и магнетитом. Все формы рудных компонентов в случае изменения лерцолита ассоциируют с клинохлором вследствие широких интервалов равновесия последнего. Кроме того, все самородные формы, акантит, куперит, сульфид палладия PdS и котульскит ассоциируют с антигоритом, а куперит, сульфиды палладия PdS и PdS₂ и котульскит – с форстеритом и магнетитом. Можно также отметить многочисленность растворенных соединений платины в отличие от случаев с габбро и пироксенитом, в которых они весьма бедно представлены (табл. 2).

Модель образования рудоносных магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов

Поля равновесия магнетита, клинохлора и эпидота накладываются друг на друга в случае изменения габбро (рис. 19а) и пироксенита (рис. 19б); в случае исходного лерцолитового состава равновесный эпидот не образуется, а в интервалах температур $300\text{--}550^\circ\text{C}$ при любых модельных давлениях характерен магнетит-хлорит-антигоритовый парагенезис (рис. 19в).

При изменении габбро наложение полей равновесия магнетита, клинохлора и эпидота характерно для узкой ленты в интервалах температуры 300–400°C и давления 0.5–4.0 кбар, смещающейся при увеличении давления сначала в интервал 400–450°C, а затем – в интервал 450–550°C (рис. 19а). Отметим, что область равновесия клинохлора при 500–550°C и 6.0–7.0 кбар заметно “оторвана” от основной области его существования, что, по видимому, свидетельствует о различных модификациях и различном генезисе этого минерала.

На область равновесия магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса накладываются поля равновесия самородного золота и частично самородного серебра, киновари и колорадоита – в низкотемпературном интервале, самородной ртути и котульскита – в высокотемпературном интервале, акантита, куперита и сульфида палладия PdS – на всем интервале модельных давлений.

При изменении пироксенита наложение полей равновесия магнетита, клинохлора и эпидота ограничивается двумя областями: при 350–400°C, 1.5–2.5 кбар и 500–550°C, **6.0–8.0 кбар, а также точечными участками:** при ~520°C, ~1.3 кбар и ~570°C, ~3.2 кбар (рис. 19б).

Как уже говорилось, поле клинохлора при высоких температурах и давлениях, скорее всего, представляет отдельную модификацию, поэтому и характер оруденения в различных областях этого парагенезиса будет различаться. Для низкотемпературного магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса характерно наложение полей равновесия куперита, сульфида палладия PdS, самородной ртути и колорадоита; для высокотемпературного – полей куперита, сульфида палладия PdS, котульскита, меренскита и колорадоита.

При изменении лерцолита, как уже говорилось выше, магнетит-хлорит-эпидотовый парагенезис невозможен, а характерный магнетит-хлорит-антгоритовый парагенезис ограничен по температуре снизу границей равновесия существования магнетита, а сверху – моновариантной линией антгорит-форстерит (рис. 19в). Для данной области характерны равновесия самородной ртути и колорадоита – при низких давлениях, а куперита, сульфидов палладия PdS и PdS₂ и котульскита – для всего интервала модельных давлений.

ВЫВОДЫ

В данной работе мы сделали обоснованную попытку аналитического решения обратной задачи определения физико-химических параметров родингитового и магнетит-хлорит-эпидотового парагенезисов с учетом таких рудных и сопутствующих компонентов, как золото, серебро, платина, палладий, ртуть, теллур, мышьяк и сурьма. В результате компьютерного физико-химического мо-

делирования определены интервалы температур и давлений совместного равновесного существования минералов исследуемых гидротермально-метасоматических пород, включая рудные самородные виды и соединения, в модельных пределах 50–600°C и 0.5–8.0 кбар с интервалом 50°C и 0.5 кбар. Определены формы равновесного нахождения компонентов в водном растворе, газовой фазе и твердых фазах, намечены тренды изменения *P-T* условий при неравновесном образовании пород. Исходными породами послужили габбро, пироксенит и лерцолит среднего справочного состава.

Равновесное существование родингитового (андрадит-клинохлор-диопсидового) парагенезиса установлено только при изменении пироксенита в узком интервале температур ~360–400°C при ~2.0–8.0 кбар (рис. 17б). Возможно, однако, множество трендов неравновесного формирования родингитового состава при изменении пироксенитов или габбро, два из которых показаны на рис. 18а, б.

Равновесное образование магнетит-хлорит-эпидотового метасоматита установлено как по исходной породе габбро, так и по пироксениту, причем клинохлор в обоих случаях, вероятно, представлен двумя модификациями с различными *P-T* характеристиками. В случае преобразования габбро магнетит-хлорит-эпидотовый парагенезис с низкотемпературной модификацией клинохлора характерен для диапазона температур ~300–400°C, **который с повышением давления смещается к значениям ~400–450°C (рис. 19а).** Парагенезис с высокотемпературной модификацией характеризуется температурами ~500–550°C и давлениями ~6.0–8.0 кбар. В случае преобразования пироксенита области равновесия магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса более ограничены, но также разделены, скорее всего, в силу отличия в модификациях клинохлора. Это низкотемпературный участок при ~350–400°C и ~1.5–2.5 кбар и высокотемпературная область при ~500–550°C и ~6.0–8.0 кбар (рис. 19б).

При изменении лерцолита такие парагенезисы или неравновесные ассоциации невозможны; вероятнее всего образование магнетит-хлорит-серпентиновых метасоматитов (рис. 19в). Действительно, золотосодержащие антгорит-магнетитовые руды известны в ряде массивов альпипинотипных ультрабазитов Урала [20].

Рудоносность парагенезисов определялась взаиморасположением их полей равновесия с полями равновесия рудных компонентов. Для последних установлено, что *P-T* условия и количество воды определяют процент осажденного компонента от исходного кларкового или кратного ему содержания. Для равновесного родингитового парагенезиса (в случае изменения пироксенита) характерно платиново-палладиевое оруденение (сульфиды платины и палладия, меренскит) и присутствие ртути (в самородном виде при низких температу-

рах и в виде колорадоита – при высоких). Для равновесного магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса в случае изменения габбро характерны самородные золото и серебро, киноварь и колорадоит – в низкобарическом интервале, самородная ртуть и котульскит – в высокобарическом интервале, а также акантит, куперит и сульфид палладия – на всем интервале модельных давлений. Для такого же парагенезиса при изменении пироксенита в низкотемпературной части характерны куперит, сульфид палладия, самородная ртуть и колорадоит, а в высокотемпературной – куперит, сульфид палладия, котульскит, меренскит и колорадоит.

Поля равновесия рудных компонентов определялись не только для областей исследуемых парагенезисов, но и по всей модельной системе. В связи с этим, необходимо отметить, что для многих встречающихся в природе сплавов и интерметаллидов термодинамические свойства либо не определены, либо отсутствовали в нашем распоряжении, поэтому расчетное существование самородных форм иногда может быть интерпретировано как существование сплава или интерметаллида. Это же относится и к соединениям с сопутствующими компонентами. Также заметим, что модельные равновесия рассчитывались с учетом фазы водного раствора и газовой фазы, следовательно, при моделировании были определены формы переноса рудных компонентов в растворе (табл. 2).

Достоверность исходных данных определяется использованием усреднения общепринятых справочных составов пород и предполагаемых интервалов температуры и давления, взятых в наиболее широком диапазоне, включающем всевозможные воззрения исследователей данных парагенезисов. Достоверность полученных результатов определяется методикой исследования – физико-химическим моделированием методом минимизации термодинамических потенциалов (в частности, свободной энергии Гиббса). Количественные значения интервалов температуры и давления проверить сложно, так как взгляды исследователей на образование данных пород слишком различаются, а методики анализа фактического материала, по сути дела, сводятся к термобарометрии, которая не дает исчерпывающих ответов. Тем не менее, полученные модельные парагенезисы соответствуют природным, наблюдаемым в родингитах и магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитах Восточного Саяна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981. С. 105–112.
2. Берзон Р.О. Золоторудные метасоматические формации офиолитовых поясов // Метасоматизм и рудообразование: мат-лы V Всесоюзной конф. Л.: Наука, 1982. С. 9–10.
3. Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н. и др. Массоперенос и минералообразование в магматогенно-гидротермальных системах по результатам численного физико-химического моделирования // Литосфера. 2010. № 3. С. 145–152.
4. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика. 2009. № 3. С. 15–30.
5. Горелова Н.Н. Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корякского нагорья // Известия вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 73–78.
6. Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. Благороднометалльная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 277–287.
7. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золото-концентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.
8. Колесник Ю.Н. Проблемы генезиса и температурных фаций родингитов // Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981. С. 97–104.
9. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
10. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Родингиты Северного Сахалина и физико-химические условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 53–65.
11. Малышев В.М., Румянцев Д.В. Золото. М.: Металлургия, 1979. 287 с.
12. Молчанов В.П., Плюснина Л.П., Ханчук А.И. и др. Платино- и золотоносные родингиты Усть-Депского офиолитового блока Среднего Приамурья // Докл. АН. 2006. Т. 406, № 5. С. 678–672.
13. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпийнотиповых гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.
14. Мурзин В.В., Шанина С.Н. Флюидный режим формирования и происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпийнотиповых гипербазитов на Южном Урале // Геохимия. 2007. № 10. С. 1085–1099.
15. Назимова Ю.В. Геохимия, минералогия и генезис медно-никелевого оруденения в альпийнотиповых гипербазитах острова Карагинского (Восточная Камчатка). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук СПб. 1992. 16 с.
16. Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск: Наука, 1991. 191 с.
17. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийнотиповые гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
18. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родин-

- гитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. № 5. С. 557–568.
19. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Молчанов В.П., Шека Ж.А. Моделирование массопереноса золота при лиственизации и родингитизации на примере Усть-Депского офиолитового комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 67–76.
 20. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
 21. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1998. 153 с.
 22. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о “золотородингитовой” формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.
 23. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.
 24. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Min. 1987. V. 72. P. 231–239.
 25. O'Hanley D.S., Schandl E.S., Wicks F.J. The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P_{H_2O} during serpentinization // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56, № 1. P. 97–108.

Рецензент В.В. Мурзин

The physics-chemical model of ore-bearing rodingites and magnetite-chlorite-epidote metasomatites in Eastern Sayan

V. I. Vasiliev, B. B. Damdinov

Geological Institute, Siberian Branch of RAS

The analytical solution of the inverse problem of definition of the physics-chemical parameters of rodingite and magnetite-chlorite-epidote parageneses with ore and associated components (Au, Ag, Pt, Pd, Hg, and Te, As, Sb) has been attempted. The gabbro, pyroxenite, and lherzolite of averaged reference composition have been admitted as initial rocks. The equilibrium rodingite paragenesis has been determined on the pyroxenite in the range 360–400°C and 2.0–8.0 kbar only. The variety of trends of the rodingite composition non-equilibrium forming is possible during pyroxenite or gabbro change. The magnetite-chlorite-epidote parageneses are ascertained for gabbro (~300–450°C and ~500–550°C with ~6.0–8.0 kbar) and pyroxenite (~350–400°C, ~1.5–2.5 kbar and ~500–550°C, ~6.0–8.0 kbar) changes. For lherzolite change the formation of the magnetite-chlorite-serpentine metasomatites is possible. The platinum-palladium mineralization is distinctive for the rodingite equilibrium paragenesis. For the magnetite-chlorite-epidote equilibrium paragenesis on the gabbro – native gold and silver, cinnabar and coloradoite are characteristic in the low-pressure interval, native mercury and kotulskite – in the high-pressure interval, and acanthite, cooperite and palladium sulfide – in the whole of interval of model pressures. On the pyroxenite – native mercury (for the low-temperature zone), kotulskite and merenskite (for the high-temperature zone), and cooperite, palladium sulfide and coloradoite (in the whole of interval of model temperature) are characteristic. The computed model parageneses correspond to the natural ones of Eastern Sayan.

Key words: *rodingite, magnetite-chlorite-epidote metasomatite, physicochemical modeling, computer modeling, equilibrium paragenesis, the East Sayan.*