

## НАУКИ О ЗЕМЛЕ

### Общая и региональная геология, петрология и вулканология

УДК 552.31

DOI 10.31242/2618-9712-2020-25-1-1

#### Количественная модель и петрология кислых магм, генезис рудоносных гидротерм

В.С. Шкодзинский

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия  
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

**Аннотация.** Впервые рассчитанные количественные модели магм показали, что в глубинных условиях в них отсутствует флюидная фаза вследствие растворения ее в расплаве под влиянием высокого давления. Это указывает на отсутствие флюидных потоков в областях магмообразования. В таких условиях в магмах резко повышается содержание твердых фаз. Это противоречит предположениям об их формировании путем отделения выплавок и указывает на образование путем фрикционного и декомпрессионного переплавления идентичных им по составу пород. Такие породы возникли путем фракционирования глобального океана магмы на ранней стадии эволюции Земли. Относительно низкотемпературные магмы на малоглубинной стадии подъема затвердели в результате декомпрессионного выделения в них флюидной фазы. Законсервированное затвердением высокое давление этой фазы приводило к дезинтеграции верхних частей магматических колонн и объясняет природу вулканических взрывов. С увеличением давления флюидная фаза появляется на все более поздних стадиях кристаллизации магм, когда в остаточных расплавах накапливаются рудные и выносящие их летучие компоненты. Это объясняет происхождение высокорудносных гидротерм.

**Ключевые слова:** количественные модели магм, вулканические взрывы, рудоносные гидротермы.

**Благодарности.** Статья подготовлена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2019-0003.

#### Введение

С кислыми магматическими породами в Якутии и во всем мире связано множество гидротермальных месторождений важнейших металлических полезных ископаемых. Для их эффективных прогноза и поисков важно знать генезис этих пород и образовавшихся в них рудоносных гидротерм. Названные вопросы до настоящего времени не имели однозначного решения и по ним часто высказывались взаимоисключающие предположения. Известно, что эффективный метод решения дискуссионных проблем состоит в разработке количественных моделей исследуемых явлений на основе физико-химических законов и термодинамических данных. Как ни удивительно, до сих пор не были разработаны полные количественные модели магм и поведения при их кристаллизации рудных и выносящих их летучих

компонентов, несмотря на имеющееся огромное количество публикаций, посвященных магматическим породам. В статье приводится разработанная модель кислых магм и на ее основе рассматриваются дискуссионные проблемы петрологии и рудоносности гранитоидов.

#### ***P–T*-диаграмма фазового состава и эволюции кислых магм**

Каждая магма имеет разнообразные характеристики – исходный состав, температуру, содержание и составы твердых фаз, флюида и расплава. Для решения генетических проблем наиболее важным является определение количественных соотношений расплава, твердых фаз и флюида на каждой стадии эволюции магм, поскольку они во многом определяют остальные характеристики. Эти количественные соотношения от-



более распространенных летучих компонентов воды и углекислоты. На основании анализа опубликованных данных [5, 6] среднее их содержание принято для гранитной магмы соответственно 1 и 0,1 %.

На фазовой  $P$ – $T$ -диаграмме для кислых магм (рис. 2) линия солидуса ( $Pc + \Phi^{(0,1)} + Tв$ ) идентична линии равновесия  $Pc + \Phi + Tв$  на диаграмме состояния при отношении содержания  $CO_2$  к  $H_2O$  во флюиде, равном таковому в природных магмах. Линия, отражающая полное растворение флюидной фазы в расплаве ( $Pc^{(0,1)} + \Phi + Tв$ ), совпадает с кривой этого равновесия с принятым отношением углекислоты к воде в расплаве. Линия полного плавления твердых фаз при отсутствии флюида ( $Pc_1^{0,1} + Tв$ ) совпадает с изоконцентратой воды и углекислоты в расплаве, равной содержанию этих компонентов в магме. Линия начала вскипания расплава при декомпрессии при отсутствии твердых фаз ( $Pc_1^{0,1} + \Phi$ ) идентична изоконцентрате воды и углекислоты в расплаве, равной принятым содержаниям этих компонентов. Наклон изоконцентрат расплава (10 %  $Pc$ , 20 %  $Pc$  и др.) равен таковому линий солидуса в отсутствие летучих компонентов, а их значения равны выраженному в процентах частному от деления содержаний воды и углекислоты в магме на концентрацию их в расплаве в равновесии с твердыми фазами на диаграмме состояния.

Эволюция температуры и давления при подъеме магм (линии со стрелками) рассчитывалась по выведенному [5] уравнению:

$$(P_1 - P_2)(\rho_b - \rho_m)(\rho_b \rho_m I)^{-1} + C_m(T_1 - T_2) - \Delta H_p(A_{Pc2} - A_{Pc1})100^{-1} + \Delta H_o(A_{\Phi 2} - A_{\Phi 1})100^{-1} - 0,71(P_1 - P_2)(A'_{Pc} + A'_{Tв})100^{-1} + \Delta P'(\rho_m I)^{-1} + P_1 V_1 A'_{\Phi} [1 - (P_2 P_1^{-1})^{(k-1)/k}] [100I(k-1)]^{-1} - 0,8(T_m - T_b)[\lambda_b C_{bP} (P_1 - P_2 - \Delta P)]^{0,5} (E \rho_m^3 g)^{-0,5} = 0.$$

Здесь  $P_1$  и  $P_2$  – соответственно начальное и конечное давление в расчетном интервале подъема;  $\rho_b$  и  $\rho_m$  – плотность вмещающих пород и магмы;  $I$  – механический эквивалент теплоты;  $C_m$  и  $C_b$  – теплоемкость магмы и вмещающих пород;  $T_1$  и  $T_2$  – начальная и конечная температура магмы;  $\Delta H_p$  и  $\Delta H_o$  – энтальпия плавления и отделения флюида от расплава;  $A_{Pc1}$ ,  $A_{Pc2}$ ,  $A_{\Phi 1}$  и  $A_{\Phi 2}$  – соответственно начальное и конечное содержание расплава и флюида;  $A'_{Pc}$ ,  $A'_{Tв}$  и  $A'_{\Phi}$  – среднее содержание расплава, твердых фаз и флюида в расчетном интервале подъема;  $\Delta P'$  – избыточное тектоническое давление, затраченное на подъем

магм;  $V_1$  – удельный объем флюида;  $k = C_v/C_p = 1,29$  для трехатомных газов;  $\lambda_b$  – коэффициент теплопроводности вмещающих пород;  $E$  – объемный расход магмы.

В этом уравнении учтены все главные процессы, влияющие на изменение температуры магм при подъеме. Рассчитывалось выделение энергии при всплывании легкой магмы в среде более плотных пород и при выжимании магм под влиянием тектонического давления. Принималось, что эта энергия полностью тратится на фрикционное тепловыделение. Учтено изменение тепловой энергии при изменении температуры магмы за счет процессов плавления–кристаллизации и отделения флюидной фазы. Учитывались расширение конденсированных фаз и флюида и теплоотдача во вмещающие породы.

Линия подъема 1 на рис. 2 отражает выжимание подплавленных гранитогнейсов под влиянием избыточного тектонического давления 0,3 ГПа. Принималось, что это давление преобразуется в тепло трения вязкого течения на первых 7 км подъема, поскольку в этом интервале мигмы и магмы обладают максимальной вязкостью вследствие еще большого содержания твердых фаз. Линия 1 показывает, что такие процессы выжимания способны привести к увеличению количества расплава в гранитогнейсах на 65 % еще в глубинных условиях. Подъем мигм под влиянием только сил всплывания отражают линии 2–10. Линия 2 относится к варианту выделения тепла трения преимущественно на глубинной стадии, линия 3 – на среднеглубинной стадии и линия 4 – при равномерном по траектории подъема тепловыделении. Подъем гранитогнейсов в этих условиях также сопровождается приращением количества расплава в них на 65 %. Для этих вариантов принималось, что за одну секунду через поперечное сечение магмовода поднимается 250 м<sup>3</sup> вещества. При всплывании меньших объемов гранитогнейсов (расход 40 м<sup>3</sup>/с, линия 5), вследствие более значительных удельных теплотерь во вмещающие породы, приращение содержания расплава будет значительно меньшим – 20–25 %.

### Некоторые петрологические выводы, вытекающие из диаграммы фазового состава

Рассчитанная фазовая  $P$ – $T$ -диаграмма выявила существование ранее не известных или мало известных явлений. Обращает на себя внимание резкое возрастание в магмах содержания твердых фаз с ростом давления в наиболее обширном

поле  $P_c + T_v$  на диаграмме. Например, на линии подъема магм 3 на рис. 2 содержание твердых фаз возрастает от 0 % в приповерхностных условиях до 70 % при давлении 1,4 ГПа. Большинство магм в приповерхностных условиях содержали существенное количество кристаллов минералов, поэтому в них содержание твердых фаз в глубинных условиях будет еще выше (до 75 % на линиях подъема 8 и 9). Рассматриваемое явление подтверждает огромную магомгенерирующую роль декомпрессии при подъеме [7, 8] и указывает, что только под ее влиянием всплывание глубинных пород может приводить к преобразованию их в магмы. Примеры таких преобразований метаморфических гранитоидов в сильно гомогенизированные реоморфические гранитоиды описаны на Алданском щите в зонах вязких тектонических разломов [7].

Фазовая диаграмма иллюстрирует, что при формировании магматических пород начинает подниматься не расплав, а преимущественно твердофазное вещество. Если бы поднимался расплав, то в малоглубинных условиях он становился бы перегретым и в приповерхностных условиях магмы попадали в поле  $P_c + \Phi$  (линия 10 на рис. 2), не содержали бы твердые фазы и были бы на сотни градусов более высокотемпературными, чем реальные природные магмы. Это противоречит господствующему предположению о формировании магм в результате отделения выплавок в слабо подплавленных породах (на первые проценты для кислых магм [9] и на десятые доли процента для кимберлитовых). Как показали расчеты [5], вязкость подплавленной на 6 % астеносферы настолько велика ( $10^{21}$  Н·с/м<sup>2</sup>), что за всю историю Земли (4,5 млрд/лет) капли пикритового расплава радиусом 1 см смогли бы всплыть в ней менее чем на 2 мм. Поэтому магомобразование не может быть обусловлено отделением выплавок. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его более 40 % [7] и отсутствием процессов отделения расплавов в экспериментах по плавлению перидотитов менее чем на 35 % [10].

Признаки начала подъема не расплава, а смеси его с большим количеством твердых фаз указывают, что в складчатых областях магмы образовались в результате декомпрессионного и фрикционного плавления идентичных им по составу пород. Следовательно, на ранней стадии эволюции Земли существовал процесс формиро-

вания таких пород. Этим процессом могло быть только фракционирование глобального магматического океана.

К настоящему времени получено множество доказательств существования такого океана. Выделение потенциальной энергии при аккреции Земли равно 9000 кал/г. Поэтому за счет импактного тепловыделения она могла бы разогреться при образовании более чем на  $30\,000^\circ$  [11]. Вследствие этого автор гипотезы ее холодной аккреции О.Ю. Шмидт [12] вынужден был предполагать, что Земля формировалась в течение более чем миллиарда лет. За это очень длительное время импактное тепло полностью терялось путем излучения в космическое пространство. Однако современные изотопные данные по метеоритам [13] показали, что аккреция произошла за несколько миллионов лет. Это подтверждается отсутствием протопланетных газово-пылевых дисков около звезд с возрастом более 10 млн лет вследствие быстрого образования в них планет [14]. Эти данные однозначно указывают на горячее образование нашей планеты. Такой вывод подтверждается существованием трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах и в раннедокембрийских кристаллических комплексах, уменьшением изотопного возраста и температуры кристаллизации их различных пород в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании и множеством других данных [15].

Горячее образование Земли свидетельствует о существовании на ранней стадии ее эволюции слоистого глобального магматического океана и о возникновении кислой кристаллической коры путем затвердевания его верхнего кислого слоя. Большинство гранитных батолитов складчатых областей сформировалось в результате декомпрессионного и фрикционного плавления наиболее кислых частей раннедокембрийской кристаллической коры при их всплывании и тектоническом выжимании. Это подтверждается идентичностью состава мезозойских гранитоидов Верхоянского складчатого пояса с раннедокембрийскими гранитоидными соседнего Алданского щита и очень высоким начальным отношением в них изотопов стронция (до 0,740) [16]. Большая его величина свидетельствует о длительном (около 2 млрд лет) пребывании гранитоидов в земной коре, обусловившем большое накопление в них радиогенного стронция за счет распада радиоактивного изотопа рубидия.

В миллиарды раз большая сила взаимного притяжения намагниченных железных частиц сантиметрового размера, чем под влиянием сил гравитации, и резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом свидетельствуют, что железные и силикатные частицы никогда не были перемешаны в недрах Земли. Ядро образовалось раньше силикатной мантии под влиянием мощных магнитных сил и имело изначально на тысячи градусов более высокую температуру [15, 17]. Это обусловило подогрев мантии ядром и объясняет возникновение в ней конвекции. Очень быстрое образование железного ядра обусловило мощное гравитационное притяжение к нему силикатного вещества и объясняет быстрое формирование планет земной группы.

Фазовая  $P$ - $T$ -диаграмма иллюстрирует существование в магмах очень важного явления – резкого увеличения содержания твердых фаз и уменьшения количества расплава в них при подъеме в поле  $Pc + Tв + Ф$ , т. е. после вскипания под влиянием декомпрессии. Наиболее сильно этот феномен проявлен в богатых летучими относительно низкотемпературных кимберлитовых магмах [17], где это поле является очень большим. Такое явление обусловлено выделением летучих компонентов из расплава в результате декомпрессии. Эти компоненты сильно способствуют плавлению, поэтому их выделение приводит к затвердеванию расплава.

При быстром подъеме кислых магм декомпрессионное затвердевание происходило путем остеклования расплава вследствие его огромной вязкости и невозможности быстрого возникновения в нем зародышей кристаллов. После быстрого декомпрессионного затвердевания верхних частей поднимающихся магматических колонн возможны два варианта их дальнейшей эволюции. Большие объемы кислых магм с большим содержанием твердых фаз имели относительно небольшую плавучесть в породах земной коры ( $0,1-0,4 \text{ г/см}^3$ ), прекращали свой подъем (линии 8 и 9 на рис. 2) вследствие неспособности преодолеть барьер из верхних декомпрессионно затвердевших частей магматических колонн. Нижние части этих колонн медленно затвердевали в виде гранитов. Так должны были сформироваться огромные пояса гранитных батолитов Северо-Азиатского кратона. Их верхние части обычно сложены мелкозернистыми гранит-порфирами. Структура основной массы этих частей

чаще всего аллотриоморфно-зернистая. Она, видимо, возникла вследствие раскристаллизации полужатвердевшего стекла. Более глубинные части интрузий медленно кристаллизовались и фракционировали с образованием лейкогранитов и рудоносных гидротерм. Последние возникли при появлении флюидной фазы в результате достижения магмой поля  $Pc + Tв + Ф$  в процессе субизобарического остывания.

Декомпрессионное затвердевание при подъеме объясняет резкое преобладание в батолитовых поясах гранитоидов и незначительное распространение в них кислых вулканитов. Лишь самые высокотемпературные глубинные кислые магмы при подъеме попадали в высокотемпературную часть поля  $Pc + Tв + Ф$  или в поле  $Pc + Ф$  (линии 1, 3, 7 на рис. 2). Поэтому они незначительно декомпрессионно затвердевали и формировали кислые вулканиты. Это объясняет широкое развитие этих пород в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, в котором литосфера имела повышенную температуру вследствие фрикционного разогрева под влиянием Тихоокеанского суперплюма.

В случае значительной плавучести магмы, связанной с большой протяженностью магматической колонны повышенной глубинности, декомпрессионно затвердевшие ее части под влиянием подъема нижних частей выжимались на менее глубинный уровень. Законсервированное затвердеванием высокое внутреннее давление газовой фазы на некотором этапе подъема начинало превосходить прочность затвердевшей части колонн и вмещающих пород, что приводило к их взрывной дезинтеграции. Вследствие равномерного распределения газов в расплаве дробление могло быть очень тонким. Это объясняет раздробленность иногда даже глубинных вкрапленников. Как показали расчеты [17], сила взрывов декомпрессионно затвердевших магм средней по объему кимберлитовой трубки эквивалентна взрыву 21080 кг тротила вследствие большой массы взрывающегося вещества. Она более чем в тысячу раз превосходила мощность атомного взрыва (20 кг), погубившего Хиросиму. Это объясняет природу вулканических взрывов, большой объем возникавших кимберлитовых брекчий, туфов и диатрем и отсутствие кимберлитовых лав в Якутской кимберлитовой провинции даже в полях широкого распространения трубок.

Для объяснения природы вулканических взрывов предложены фреатомагматическая и флюид-

номагматическая гипотезы. Согласно первой, взрывы происходят в результате быстрого образования огромного количества пара при соприкосновении магм с грунтовыми водами [18]. Однако такому механизму противоречат отсутствие взрывов в многочисленных случаях излияния лав в водоемы и дробление преимущественно магматических, а не вмещающих пород. По флюидно-магматической гипотезе, взрывы происходят в результате прорыва газов, накопившихся под затвердевшими верхними частями магматических колонн [19]. Но известно, что кристаллизация магм сопровождается уменьшением объема почти на 10 % и поэтому возникновением в затвердевших породах правильной системы трещин отдельности. Сильно трещиноватые породы не могут задержать поднимающиеся магматические газы. Возникновение гидротермальных месторождений в удалении на многие километры от интрузий свидетельствует, что магматические эманации достаточно легко перемещаются в трещиноватых породах земной коры. При декомпрессионном затвердевании флюидная фаза не отделялась вследствие прочности содержащих ее пород, объем последних увеличивался при затвердевании и трещины усадки не возникали. Обе гипотезы не объясняют преимущественную связь вулканических взрывов лишь с определенными типами магм, например с кимберлитовыми. Количественные модели магм указывают, что взрывы являются неизбежным следствием консервации высокого флюидного давления в декомпрессионно затвердевших верхних частях поднимающихся колонн низкотемпературных богатых летучими магм.

Исходное вещество большинства кислых магм является конечным продуктом фракционирования верхнего кислого слоя глобального магматического океана [15]. Этим определяется повышенное содержание в них летучих компонентов и их чаще всего эволюция в пределах относительно низкотемпературного поля  $P_c + T_v$  на фазовой  $P-T$ -диаграмме (см. рис. 2). В случае подъема кислых магм с большой глубины и повышенной протяженности и плавучести их колонн декомпрессионное затвердевание верхних частей не способно прекратить подъем. При выжимании этих частей избыточное давление законсервированной флюидной фазы должно приводить к их взрывной дезинтеграции с формированием твердокластических и пластичнокластических пород. К первым относятся кислые по составу туфы, ко вторым – игнимбриты. Эти породы ши-

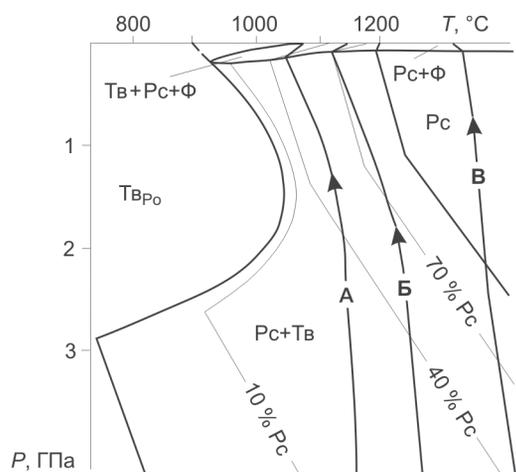
роко распространены в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Вследствие высокой пластичности обломочный материал игнимбритов после взрыва, видимо, продолжал в большом количестве выделять газы. Это приводило к возникновению газовой подушки в основании палящих потоков и к быстрому распространению их на такой подушке на большие расстояния. Это объясняет большую подвижность палящих туч и огромную протяженность многих сформированных ими игнимбритовых пластов, их часто почти горизонтальное исходное залегание и заполнение ими углублений на земной поверхности. Благодаря пластичности и высокой температуре обломочный материал игнимбритов обычно сваривался после выпадения.

Кислые магмы содержат примерно на порядок меньше летучих компонентов и особенно углекислоты по сравнению с кимберлитовыми. Поэтому вскипание, декомпрессионное затвердевание и взрывы кислых магм происходили лишь на приповерхностных стадиях подъема, что объясняет отсутствие глубоких диатрем, выполненных продуктами взрыва кислых магм. Но их горизонтальные размеры достигают десятков километров, что связано с большим объемом этих магм.

Декомпрессионное затвердевание кислых магм при подъеме объясняет многие ранее непонятные особенности их взрывных извержений. Например, при хорошо изученном катастрофическом извержении вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. [20] в течение нескольких месяцев до взрыва происходили мелкие землетрясения, отражающие медленный подъем декомпрессионно затвердевавшей и поэтому очень вязкой кислой магмы. Вершина вулкана деформировалась и воздымалась, но при этом не было существенного отделения вулканических газов. Это связано с консервацией их в затвердевшей части магматической колонны. Если бы не было такой консервации, то газы, вследствие их на много порядков более высокой подвижности по сравнению с расплавами, начали бы прорываться задолго до взрыва, как это происходит при извержениях декомпрессионно не затвердевавших базальтовых магм.

При первом взрыве произошел очень быстрый и мощный выброс не газов, а смеси их с мелко раздробленным стеклом, что отражает дезинтеграцию самой верхней части затвердевшей магматической колонны. В дальнейшем с интервалом в секунды происходило большое количе-



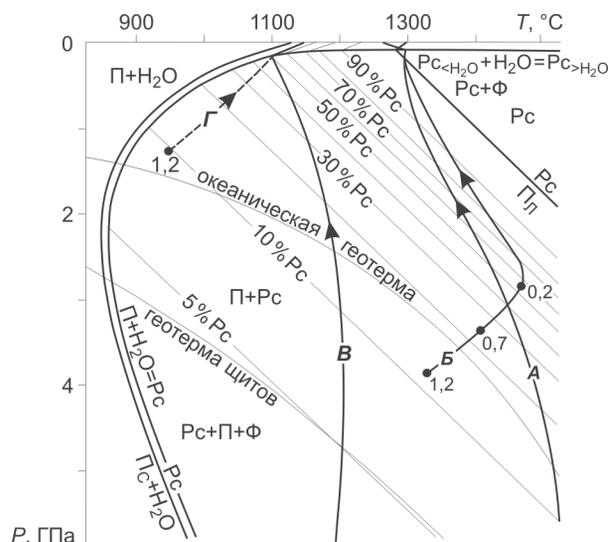
**Рис. 3.** *P-T*-диаграмма фазового состава и эволюции основных магм с 0,5 % H<sub>2</sub>O. Твр<sub>0</sub> – амфиболсодержащие твердые фазы.

**Fig. 3.** *P-T*-diagram of the phase composition and evolution of basic magmas with 0.5 % H<sub>2</sub>O. Твр<sub>0</sub> – amphibole-containing solid phases.

ство более поздних взрывов, которые по кругу окаймляли первый взрыв. Затем возникло еще одно более обширное кольцо взрывов. Очевидно, что образование этих расширяющихся колец взрывов связано с дезинтеграцией все более глубоких частей расширяющейся вниз декомпрессионно затвердевшей магматической колонны.

Размер выбрасывавшихся при взрыве частиц был очень небольшим – в основном меньше миллиметра, что отражает очень равномерное распределение и небольшой диаметр газовых пузырьков в быстро декомпрессионно затвердевшей части магматической колонны. Частицы стекла имели остроугольную форму, что связано с высокой степенью затвердевания расплава перед взрывом. Если бы магматическая колонна перед взрывом была жидкой, то частицы стекла имели бы каплеобразную форму. Взрывное извержение совершенно не сопровождалось образованием лав, что связано с декомпрессионным затвердеванием всего расплава верхних частей магматической колонны на малоглубинной стадии подъема.

Вследствие небольшого содержания летучих компонентов и очень высокой начальной температуры основные магмы чаще всего не подвергаются значительным процессам декомпрессионно-



**Рис. 4.** *P-T*-диаграмма фазового состава и эволюции перidotитовых магм с 0,5 % H<sub>2</sub>O. П – твердые фазы перidotита; А–Г – различные варианты подъема перidotитовых магм; 1,2, 0,7, 0,4 – величины избыточного давления при выжимании магм в килобарах [5].

**Fig. 4.** *P-T*-diagram of the phase composition and evolution of peridotite magmas with 0.5% H<sub>2</sub>O. А–Г – lines of magma evolution; 1,2, 0,7, 0,4 – values of pressure excess (kb) [5].

го затвердевания и поэтому, в отличие от кислых магм, легко изливаются на земную поверхность (рис. 3). Это объясняет фундаментальное различие в размещении кислых и основных пород. Первые представлены огромным количеством интрузий, вторые залегают преимущественно в виде вулканических тел. Это различие хорошо отражает магматизм Северо-Азиатского кратона.

Обращает на себя внимание отсутствие самостоятельной флюидной фазы в магмах в глубинных высокотемпературных условиях. Особенно ярко это иллюстрируют диаграммы для основных (см. рис. 3) и перidotитовых магм (рис. 4), на которых флюидная фаза в высокотемпературных условиях отсутствует уже при давлении в сотые доли ГПа. Это подтверждается общеизвестным присутствием «пузыристы» только в верхних частях основных лавовых потоков и даек. Оно обусловлено резким уменьшением растворимости летучих компонентов в расплаве в условиях низкого давления. Из этого следует важный вывод о том, что в областях зарождения и глубинной эволюции магм отсутствует флюидная фаза. Диаграмма фазового состава перidotитов (см. рис. 4) показывает, что в мантии в глубинных условиях также не может существовать флюидная фаза. Эти выводы противоречат распростра-

ненным предположениям о ведущей роли гипотетических флюидных потоков при процессах формирования магм. В мантии нет источников флюидов. В случае же их появления неизвестным путем ее породы расплавятся и флюидная фаза полностью растворится в расплаве. Вследствие очень высокого давления в мантии не могут существовать открытые трещины и поры, поэтому в ней нет путей движения для гипотетических флюидных потоков. Изредка наблюдающееся присутствие очень мелких газовой-жидких включений в мантийных породах не доказывает присутствие флюидной фазы в мантии, как иногда предполагается. Это связано с тем, что такие включения наблюдаются в приповерхностных условиях. Как следует из  $P$ - $T$ -диаграмм фазового состава (см. рис. 2–4), в условиях мантии они должны полностью раствориться в расплаве или в минералах под влиянием очень высоких давления и температуры.

#### Генезис высокорудноносных гидротерм в кислых магмах

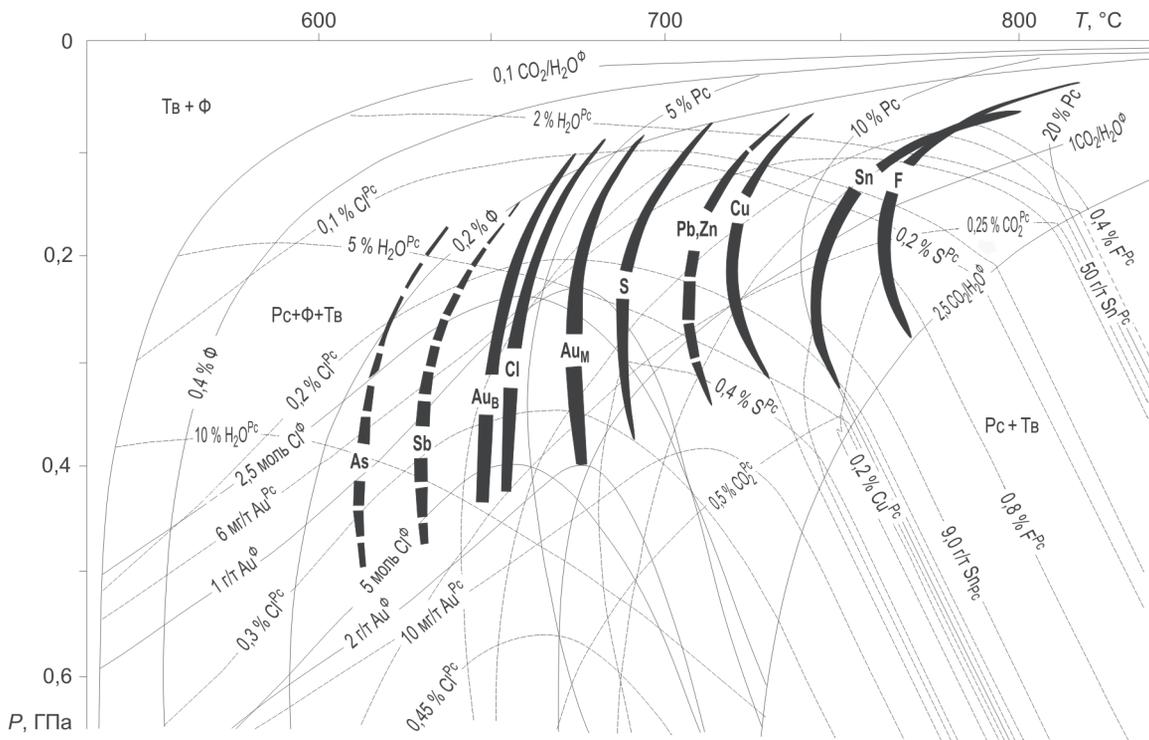
$P$ - $T$ -диаграмма фазового состава и эволюции кислых магм позволяет рассчитать количественную модель поведения рудных и выносящих их летучих компонентов в кристаллизующихся гранитах. Для наиболее экспериментально изученных компонентов она представлена на рис. 5. Методика ее построения и использованные экспериментальные данные приведены в [21].

На рис. 5 толстые линии  $2,5\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$  и  $0,1\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$  разграничивают поля разного фазового состава магм и отражают соответственно первое появление флюидной фазы при кристаллизации и полное затвердевание магм при отношении  $\text{CO}_2$  к  $\text{H}_2\text{O}$  во флюиде 0,1, равном исходному отношению этих компонентов в магме. Сплошными тонкими линиями показаны также изоконцентраты флюида (0,2 % Ф, 0,4 % Ф) и расплава (5 % Рс, 10 % Рс и 20 % Рс), линии равных содержаний рудных и летучих компонентов и равных отношений  $\text{CO}_2$  к  $\text{H}_2\text{O}$  во флюиде (5 моль  $\text{Cl}^\Phi$ , 1 г/т  $\text{Au}^\Phi$ , 1  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$  и др.). Штриховые линии (0,45  $\text{Cl}^{\text{Pc}}$ , 10 мг/т  $\text{Au}^{\text{Pc}}$  и др.) – изоконцентраты летучих и рудных компонентов в расплаве.

Очень толстые изогнутые линии –  $P$ - $T$ -условия максимумов содержаний рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде при субизобарических кристаллизации и фракционирования магм. Они показывают области зарождения наиболее высокорудноносных гидротерм. Толщи-

на их пропорциональна величине максимумов, штриховые линии рассчитаны приближенно в связи с недостатком экспериментальных данных. Существование этих максимумов установлено впервые. Оно обусловлено наличием двух противоположных тенденций в магмах. При высокой температуре и низком содержании твердых фаз кристаллизация магм приводит к увеличению в остаточном расплаве концентраций большинства рудных компонентов, поскольку для них коэффициент распределения их между расплавом и твердыми фазами значительно больше единицы [22]. При достижении некоторых высоких величин концентраций начинается выделение фаз, содержащих рудные или летучие компоненты в большом количестве, например, касситерита, вольфрамита, сульфидов, топаза. При дальнейшей кристаллизации содержание соответственно олова, вольфрама, серы, фтора в расплаве начинает уменьшаться, так как емкость образованных ими фаз в отношении соответствующих компонентов несравненно выше, чем у расплава. То есть максимумы концентраций рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде совпадают с областями первого появления фаз, содержащих эти компоненты в большом количестве.

Существование данных максимумов позволяет объяснить многие ранее непонятные явления в гидротермальном рудообразовании. Как частично иллюстрирует диаграмма, изливающиеся на земную поверхность высокотемпературные магмы с незначительным содержанием твердых фаз теряют летучие при низкой концентрации рудных компонентов в расплаве и флюиде и в них не смогут возникнуть высокорудноносные гидротермы. Это объясняет обычно незначительное распространение автохтонного оруденения в кислых лавовых толщах. Если же медленная кристаллизация сопровождается отсадкой твердых фаз и происходит, например, при 0,4 ГПа, то при содержании остаточного расплава 4 % концентрация золота и хлора в нем будут соответственно в 5 и в 10 раз выше, чем в исходной магме. Хлор очень сильно повышает растворимость золота и многих других рудных компонентов во флюиде [23]. Так, при высоком окислительном потенциале (буфер  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) повышение его концентрации в этой фазе с 0,2 до 5 молей приведет к увеличению содержания золота в ней при неизменной концентрации последнего в расплаве в 100 раз, а с учетом повышения этой концентрации – в  $5 \cdot 100 = 500$  раз. Этот упрощенный



**Рис. 5.** *P–T*-диаграмма распределения рудных и летучих компонентов во фракционирующих высокотемпературных кислых магмах с исходным содержанием  $H_2O$  1 %,  $CO_2$  и F по 0,1 %, Cl 0,03 %, S 0,05 %, Sn 10 г/т, Au 0,002 г/т, Cu и Pb по 2 г/т, Zn 6 г/т, Sb 0,2 г/т, As 0,15 г/т при коэффициентах распределения этих компонентов между расплавом и твердыми фазами соответственно 2; 2; 10; 2; 4; 5; 1; 5; 2; 2; 5; 5 [21]. Толстые изогнутые линии – условия отделения наиболее высоко рудоносных гидротерм.

**Fig. 5.** *P–T*-diagram of distribution of ore and volatile components in acid magmas with 1 %  $H_2O$ , 0.1 %  $CO_2$ , 0.1 % F, 0.03 % Cl, 0.05 % S, 10 g/t Sn, 0.002 g/t Au, 2 g/t Cu, 2 g/t Pb, 6 g/t Zn, 0.2 g/t Sb, 0.15 g/t As. Coefficients of distribution of these components between melt and solid phases were accepted accordingly 2, 2, 10, 2, 4, 5, 1, 5, 2, 2, 5, 5 [21]. Solid bend lines – conditions of origin of ore hydrotherms.

расчет наглядно иллюстрирует существование тенденции резкого повышения рудоносности гидротерм с увеличением глубины их отделения от кристаллизующихся магм.

Эта тенденция объясняет обычно наблюдающуюся небольшую рудоносность малоглубинных частей интрузий и связь богатого оруденения с глубинными их частями. Л.В. Таусон [24] сформулировал это следующим образом “...как показывает геологическая практика, максимальный промышленный эффект связан с рудными телами, возникавшими за счет гидротермальных растворов, генерируемых в нижних камерах низкотемпературных расплавов” (с. 248). Такое явление различные исследователи объясняли отжиманием растворов вниз по мере кристаллизации верхних частей интрузий или притоком в нижние части последних богатых рудными компонентами флюидов из мантии. Но

отжимание легкого флюида в магмах вниз и зарождение гидротерм в сухой высокотемпературной мантии с физико-химической точки зрения нереальны. Рассчитанная диаграмма свидетельствует о том, что высокая рудоносность глубинных гидротерм связана с появлением и отделением флюида в остывающих при высоком давлении кислых магмах на поздней стадии кристаллизации, когда в последних остаточных расплавах достигались высокие концентрации рудных и выносящих их летучих компонентов.

Положение максимумов для различных компонентов на диаграмме различно. Из их распределения следует, что с увеличением глубины отделения гидротерм должна закономерно изменяться рудная специализация последних за счет возрастания роли компонентов с низким исходным содержанием в магме, с малыми коэффициентами накопления в остаточных расплавах

и с высокими концентрациями насыщения. Будет расти средняя удаленность сформированного ими оруденения от вскрытых частей гранитных интрузий, что вместе с изменяющейся их рудной специализацией приведет к формированию рудной зональности рудно-магматических узлов. Должен уменьшаться его возраст, вследствие повышенной длительности кристаллизации магм в глубинных условиях, и понижаться температура его образования, вследствие остывания гидротерм при длительном подъеме. Эти явления присущи рудно-магматическим узлам Восточной Якутии. Оловянные и вольфрамовые месторождения обычно обнаруживают тесную пространственную связь с гранитными интрузиями [26]. Для золотого и сурьмяного оруденения эта связь менее выражена и существуют признаки зарождения их гидротерм в более глубинных условиях.

В первой половине прошлого столетия была широко распространена гипотеза В.Х. Эммонса о связи рудной зональности с изменением состава остывающих растворов по мере удаления их от интрузии. Но этой гипотезе противоречат данные о существенно более молодом возрасте оруденения внешних зон по сравнению с внутренними. Поэтому С.С. Смирнов [25] выдвинул пульсационную гипотезу происхождения рудной зональности и стадийности рудообразования, связывая их с периодическим отделением из магм гидротерм разного состава при открытии рудопроявляющих трещин в процессе тектонических движений. Однако причина изменения состава гидротерм была недостаточно ясной. Полученные результаты свидетельствуют, что эти изменения состава гидротерм являются следствием существования различных по  $T$  и  $P$  максимумов концентраций рудных компонентов во флюиде кристаллизующихся магм и последовательного достижения этих максимумов фронтом появления и отделения флюидной фазы в кристаллизующихся интрузиях.

Диаграмма на рис. 5 показывает, что при субизобарической кристаллизации магм состав отделяющихся гидротерм должен последовательно проходить через максимумы концентраций олова (и вольфрама), меди, цинка, свинца, серы, золота, сурьмы и мышьяка. Очевидно, что просачивание гидротерм по одним и тем же каналам приведет к стадийному отложению этих компонентов. Рассчитанная последовательность рудоотложения соответствует природной и поэтому хорошо объяс-

няет ее происхождение. При разных изобарических сечениях диаграммы последовательность достижения максимумов концентраций во флюиде при кристаллизации магм остается примерно одинаковой, хотя величины этих максимумов различаются. Это является причиной, казалось бы, парадоксального факта близости стадий рудообразования на связанных с гранитоидами разнометалльных месторождениях – вольфрамовых, оловянных, полиметаллических, золоторудных.

Отделение разнометалльных гидротерм от фракционирующей гранитной магмы с образованием хорошо выраженной рудной зональности возможно в основном в случае пологонаклонного залегания интрузий и является редко встречающимся вариантом. Чаще всего главная масса гидротерм должна отделяться на уровне существующих в кровле интрузий куполов и выступов, куда всплывал остаточный расплав и где происходило отделение от него флюида. Состав и рудная специализация формировавшихся гидротерм определялись значениями изоконцентрат рудных компонентов во флюиде на диаграмме на уровне глубинности куполов, а их объем и количество вынесенных компонентов – объемом магм, расположенных ниже купола. Видимо, это является главной причиной неполноты проявления зональности гидротермального оруденения вокруг большинства интрузий и широкого развития лишь отдельных типов оруденения. Вследствие всплывания остаточного расплава во фракционирующих магмах в крупных субвертикальных интрузиях с четко выраженной куполообразной формой кровли летучие всего огромного объема магмы должны отделяться на уровне этой кровли с формированием уникально крупных месторождений. Для таких интрузий не характерны мелкие месторождения и рудопроявления. На локализацию оруденения большое влияние оказывает структура вмещающих пород и положение геохимических и структурных барьеров.

В наиболее низкотемпературных и глубинных мигмах реоморфических гнейсо- и мигмагит-гранитов, вследствие их высокой вязкости, почти не происходили процессы эманационной и кристаллизационной дифференциации. Это является одной из причин безрудности огромных полей реоморфических гранитоидов в метаморфических комплексах Алданского щита.

Возрастание первичной температуры, глубины зарождения и средней основности магм с уменьшением геотермических градиентов при

переходе от подвижных складчатых зон с тонкой литосферой к устойчивым жестким областям приводили в соответствии с рассмотренными выше закономерностями к увеличению разнообразия гидротермального оруденения, к уменьшению в среднем глубинности его зарождения, к возрастанию содержания в нем серы и халькофильных компонентов. Обычно выдержанность величин геотермических градиентов и магомгенирующих тектонических деформаций в земной коре на больших площадях является причиной огромной протяженности многих однотипных по составу и фаціальности магматических поясов и связанных с ними металлогенических провинций.

### Заключение

Таким образом, рассчитанные количественные модели фазовой эволюции магм выявили существование неизвестных и малоизвестных явлений. В глубинных условиях в большинстве магм отсутствует самостоятельная флюидная фаза вследствие полного растворения содержащихся летучих компонентов в расплаве под влиянием высокого давления. Это свидетельствует, что гипотетические флюидные потоки не могли быть причиной магомобразования.

Под влиянием высокого давления в магмах сильно увеличивается содержание твердых фаз. Поэтому в глубинных условиях они представлены не расплавом, а смесью его с твердыми фазами при количественном преобладании последних. Следовательно, магмы образовались не путем отделения выплавов в слабо подплавленных породах, а путем декомпрессионного и фрикционного плавления этих пород при всплывании и выжимании их в верхние уровни земной коры. Породы, идентичные по составу кислым и другим магмам, возникли в результате фракционирования глобального океана магмы на ранней истории Земли.

Относительно низкотемпературные богатые летучими компонентами магмы на малоглубинной стадии подъема после вскипания подвергались интенсивным процессам декомпрессионного затвердевания. Законсервированное затвердеванием высокое давление флюидной фазы приводило к эксплозивной дезинтеграции затвердевших частей магматических колонн и объясняет природу вулканических взрывов.

С увеличением давления флюидная фаза является на все более поздних стадиях кристаллизации магм, когда в остаточном расплаве все больше накапливаются рудные и выносящие их

летучие компоненты. Это приводит к образованию высокорудносных гидротерм. С уменьшением исходного содержания рудных компонентов в магмах в среднем увеличивается глубина образования богатых ими гидротерм, уменьшается их температура и возраст сформированного ими оруденения. Их последовательный подъем приводит к возникновению стадийности формирования гидротермального оруденения и к зональности его размещения вокруг интрузий.

### Литература

1. Luth W.S., Jahns R.N., Tuttle O.F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 759–773.
2. Merrill R.B., Robertson J.K., Wyllie P.J. Melting relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  to 20 kbars compared with results for other feldspar – quartz –  $\text{H}_2\text{O}$  and rock –  $\text{H}_2\text{O}$  system // J. Geol. 1974. V. 78. P. 558–569.
3. Huang W.L., Wyllie P.J. Melting relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$  to 35 kilobars, dry and with excess water // J. Geol. 1975. V. 83. P. 737–748.
4. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 с.
5. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
6. Mysen B.O., Eggler D.H., Seitz M.G., Holloway J.R. Carbon dioxide in silicate melts and crystals. 1. Solubility measurements // Amer. J. Sci. 1976. V. 276, N 4. P. 455–479.
7. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
8. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
9. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.
10. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegy Inst. Wash. Yarb. 1977. V. 76. P. 424–428.
11. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
12. Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 132 с.
13. Галшмов Э.М. Образование Луны и Земли из общего суперпланетного газово-пылевого сгущения // Геохимия. 2011. № 6. С. 563–580.
14. Рузмайкина Т.В. Протопланетный диск: от идеи захвата к теории происхождения // Физика Земли. 1991. № 8. С. 5–14.
15. Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд. СВФУ, 2018. 244 с.

16. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 237 с.
17. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 452 с.
18. Lorenz V., Kurzlaukis S. Kimberlite pipes: growth models and resulting implications for diamond exploration // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
19. Skinner E.M., Marsh J.S. Kimberlite eruption processes // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
20. Eichelberg J.C., Hayes D.V. Magmatic model for mount St. Helens blast of may 18, 1980 // J. Geophys. Res. 1982. V. B87, N 9. P. 37–49.
21. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
22. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 254 с.
23. Глюк Д.С. Экспериментальные исследования по геологии золота в магматическом и гидротермальном процессах // Условия образования рудных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 706–710.
24. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
25. Смирнов С.С. Избранные труды. М.: Наука, 1986. 248 с.
26. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. М.: Наука, 1976. 283 с.

Поступила в редакцию 25.11.2019  
Принята к публикации 15.01.2020

*Об авторе*

ШКОДЗИНСКИЙ Владимир Степанович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Россия, 677980, г. Якутск, пр. Ленина, 39,  
<https://orcid.org/0000-0001-7749-1264>, [shkodzinskiy@diamond.ysn.ru](mailto:shkodzinskiy@diamond.ysn.ru).

*Информация для цитирования*

Шкодзинский В.С. Количественная модель и петрология кислых магм, генезис рудоносных гидротерм // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020, Т. 25, № 1. С. 7–19. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2020-25-1-1>

DOI 10.31242/2618-9712-2020-25-1-1

## Quantitative model and petrology of acid magmas, genesis of ore-bearing hydrotherms

V.S. Shkodzinskiy

*Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia  
[shkodzinskiy@diamond.ysn.ru](mailto:shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)*

**Abstract.** Magma models calculated for the first time show that under the deep conditions the fluid phase is absent in them as a consequence of its dissolution in the melt under high pressure. This points to the absence of fluid torrents in the regions of magma formation. Under these conditions, the content of solid phases in magmas increases sharply, which contradicts the hypothesis concerning magma formation as a result of partial melting and points to its origin as a result of friction and decompression remelt of the rocks of identical composition. These rocks originated from the fractionation of the global magma ocean at the early stage of the Earth's evolution. Relatively low-temperature magmas at the late stage of lifting were solidified as a result of decompression release of the fluid phase in them. The high pressure of this phase, conserved due to solidification, caused disintegration of the upper parts of magmatic columns and explains the nature of volcanic explosions. With pressure rise, the fluid phase appears at later stages of magma crys-

tallization, when the residual melts accumulate ores and volatile components carrying them. This explains the genesis of ore-bearing hydrotherms.

**Key words:** quantitative magma models, volcanic explosions, ore-bearing hydrotherms.

**Acknowledgements.** This article was prepared according to the plan of the research and development work of IGABM SB RAS, project No. 0381-2019-0003.

### References

1. Luth W.S., Jahns R.N., Tuttle O.F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars // *J. Geophys. Res.* 1964. V. 69. P. 759–773.
2. Merril R.B., Robertson J.K., Wyllie P.J. Melting relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  to 20 kbars compared with results for other feldspar – quartz –  $\text{H}_2\text{O}$  and rock –  $\text{H}_2\text{O}$  system // *J. Geol.* 1974. V. 78. P. 558–569.
3. Huang W.L., Wyllie P.J. Melting relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$  to 35 kilobars, dry and with excess water // *J. Geol.* 1975. V. 83. P. 737–748.
4. Rjabchikov I.D. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 p.
5. Shkodzinskiy V.S. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 p.
6. Mysen B.O., Egger D.H., Seitz M.G., Holloway J.R. Carbon dioxide in silicate melts and crystals. 1. Solubility measurements // *Amer. J. Sci.* 1976. V. 276, N 4. P. 455–479.
7. Shkodzinskiy V.S. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алланского Шхита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 p.
8. Kadik A.A., Frenkel M.Ja. Деконпрессия пород коры и мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 p.
9. Green D.X. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // *Петрология и метаморфические породы дна океана*. М.: Мир, 1973. P. 242–261.
10. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yarb.* 1977. V. 76. P. 424–428.
11. Ringwood A.E. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 p.
12. Schmidt O.Ju. *Происхождение Земли и планет*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 132 p.
13. Galimov E.M. Образование Луны и Земли из общего суперпланетного газо-пылевого сгущения // *Геохимия*. 2011. N 6. P. 563–580.
14. Rusmaikina T.V. Протопланетный диск: от идеи захвата к теории происхождения. // *Физика Земли*. 1991. N 8. S. 5–14.
15. Shkodzinskiy V.S. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд. СВФУ, 2018. 244 p.
16. Shkodzinskiy V.S., Nedosekin Ju.D., Surnin A.A. Петрология позднемесозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 237 p.
17. Shkodzinskiy V.S. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 452 p.
18. Lorenz V., Kurzlaukis S. Kimberlite pipes: growth models and resulting implications for diamond exploration // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
19. Skinner E.M., Marsh J.S. Kimberlite eruption processes // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
20. Eichelberg J.C., Hayes D.V. Magmatic model for Mount St. Helens blast of May 18, 1980 // *J. Geophys. Res.* 1982. V. B87, N 9. P. 37–49.
21. Shkodzinskiy V.S. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахалиграфисдат, 2003. 240 p.
22. Antipin V.S., Kovalenko V.I., Rjabchikov I.D. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 254 p.
23. Gljuk D.S. Экспериментальные исследования по геологии золота в магматическом и гидротермальном процессах // *Условия образования рудных месторождений*. М.: Наука, 1986. P. 706–710.
24. Tauson L.V. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 p.
25. Smirnov S.S. Избранные труды. М.: Наука, 1965. 248 p.
26. Flerov B.L. Оловярдные месторождения Яно-Колымской складчатой области. М.: Наука, 1976. 283 p.

### About the author

SHKODZINSKIY Vladimir Stepanovich, dr. sci. in geology and mineralogy, leading researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Russia, 677980, Yakutsk, Lenin ave., 39, <https://orcid.org/0000-0001-7749-1264>, [shkodzinskiy@diamond.ysn.ru](mailto:shkodzinskiy@diamond.ysn.ru).

### Citation

Shkodzinskiy V.S. Quantitative model and petrology of acid magmas, genesis of ore-bearing hydrotherms // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2020, Vol. 25, N 1. P. 7–19. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2020-25-1-1>