

Ю.А. Полтавец

## ВОЗМОЖНЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНОЕ ЗАУРАЛЬЕ)

Качарское магнетитовое месторождение, генетически связанное с раннекаменноугольным вулканоплутонизмом на Урале, является наиболее ярким представителем скаполитового типа скарновой формации и одним из крупнейших не только на Урале, но и в мире. Его геологическое строение, особенности состава руд и околорудных метасоматитов изучались многими исследователями и достаточно полно отражены в научной литературе [Полтавец, 1974; Каймаков и др., 1981; Скарновые месторождения, 1985 и др.]. Месторождение представляет большой научный интерес не только из-за своих колоссальных (более 2 млрд т) запасов магнетитовых руд, которые размещены среди широко распространенных околорудных хлорсодержащих скаполитовых метасоматитов и скаполитизированных рудовмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород раннего карбона (среднее визе-серпухов), свидетельствующих об исключительной роли хлора в составе рудообразующих флюидов, но также из-за того, что здесь не встречены гипабиссальные интрузивные тела, хотя по геофизическим данным некоторыми исследователями предполагается наличие габбрового плутона на глубине – 1500–2000 м [Каймаков и др., 1981]. Поэтому познание физико-химических условий формирования рудовмещающих пород имеет важное значение для понимания генезиса месторождения. Геологический разрез месторождения представлен в своей нижней части чередованием сильно изменчивых по составу, мощности и простирацию толщ андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, которые выше сменяются туффитами и туфопесчаниками с прослоями и линзами глинисто-карбонатных, а также, нередко, гематитсодержащих ангидритовых пород. Именно эта туфогенно-осадочная пачка подверглась интенсивному метасоматическому изменению с образованием мощного магнетитового оруденения. В верхней надрудной части разреза широко распространены афировые, мелкопорфиритовые и крупнопорфиритовые

разности порфиритов, с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, и с кварцевыми порфирами. Особый интерес на месторождении представляют субвулканические и экструзивные тела, представленные кислыми породами преимущественно риолит-дацитового состава – кварцевые порфиры и гранит-порфиры, которые вообще не характерны для железорудных месторождений Валерьяновского ВПП, но здесь они пользуются довольно широким распространением. Кварцевые порфиры розовато-желтого цвета порфиroidной структуры состоят из кварц-полевошпатовой тонкозернистой полнокристаллической основной массы, в которой рассеяны вкрапленники альбита и кварца размером до 1–3 мм и в количестве 5–8%. В гранит-порфирах кварц отмечается только в основной массе породы. По современным представлениям эти субвулканические и экструзивные породы, нередко грибообразной формы, относятся к палеовулканической постройке высотой не менее 700–800 м, разбитой на многочисленные геоструктурные блоки [Поротов и др., 1987; Скарновые месторождения, 1985]. В табл.1 приведен средний химический состав основных типов вулканитов и субвулканических пород.

Как следует из табличных данных, для пород базальтового и андезитового состава значения  $t$  заметно больше 10, что свойственно по данным Х.Куно [цитируется по Ефремовой, Стафееву, 1985] островодужным высокоглиноземистым базальтам и андезитам в отличие от толеитовых базальтов и андезитов щелочного ряда, значения  $t$  для которых находятся обычно в пределах от 4 до 8.

Широкое распространение на месторождении, помимо базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов, также и риолит-дацитов, обычно склоняет исследователей, вообще говоря *априори*, к мнению о принадлежности кислых пород Качарского месторождения к продуктам дифференциации исходной базальтовой родоначальной магмы. А между тем, исходя из геолого-геохимических данных: отно-

Средний химический состав основных типов магматитов Качарского месторождения (мас. %)

Компоненты	Порфириты базальтового состава	Порфириты андезитобазальтового состава	Порфириты андезитового состава	Дациты	Кварцевые порфиры	Гранитпорфиры
SiO <sub>2</sub>	50.42	54.87	59.71	65.30	70.72	69.70
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.89	0.81	0.39	0.28	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	16.82	16.66	14.57	13.90	13.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.23	4.86	4.82	2.50	1.41	1.46
FeO	4.07	3.85	2.70	1.64	1.22	2.86
MnO	0.29	0.18	0.11	0.08	0.03	0.06
MgO	5.54	3.90	2.86	0.59	0.31	0.63
CaO	6.42	5.08	3.74	3.14	1.85	2.18
Na <sub>2</sub> O	4.10	4.66	4.22	4.52	3.74	5.72
K <sub>2</sub> O	1.49	1.43	1.39	2.10	2.74	2.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.20	0.21	0.11	0.06	0.16
f	0.61	0.68	0.68	0.71	0.90	0.87
σ	4.47	3.29	2.13	2.13	1.54	2.38
τ	14.62	18.94	19.20	30.95	13.27	16.61
n	46	48	14	12	21	25
Пересчет по CIPW						
Q	-	5.96	18.16	23.81	33.92	22.19
C	-	-	1.92	-	1.56	-
Or	8.81	8.45	8.22	12.41	16.19	13.36
Ab	34.69	39.43	35.70	38.24	31.64	48.40
An	25.09	20.76	17.18	13.27	8.79	4.60
Di	4.21	2.49	-	1.27	-	4.39
Hu	12.76	10.45	7.12	1.32	1.44	2.74
Ol	0.82	-	-	-	-	-
Mt	7.58	7.05	6.91*	3.61	2.04	2.12
Il	1.82	1.69	1.52	0.74	0.56	0.87
Ap	0.52	0.47	0.50	0.26	0.14	0.38

Примечание. 6.91\* – содержит помимо нормативного магнетита и 0.17% гематита,  $f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  – железистость, где  $\text{FeO}^* = (0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ , мас.%;  $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$  и  $\tau = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2$  – сериальные индексы А. Ритмана в мас.%. [Ефремова, Стафеев, 1985], n – количество анализов в выборке.

сительно большого объема кислых пород на месторождении, более низких в них величин индекса А. Ритмана (1,54 и 2,38), по сравнению с более основными породами (см. табл. 1) и, наоборот, более высоких Ni/Co отношений в кислых породах (4,6), по сравнению с более основными (1,9), с достаточной степенью обоснованности можно предполагать, что кислые породы на месторождении, вероятнее всего, не являются продуктами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в коровых услови-

ях; во всяком случае можно предполагать лишь второстепенную роль процессов фракционирования. На наш взгляд, относительно значительное количество кислых пород может быть связано с другими причинами, например, с выплавлением и образованием самостоятельных магматических очагов в низах базальтового слоя континентальной коры или в верхах мантии в области мощного мантийного флюидного потока (в потоке восходящих интрателлурических флюидов). В частности, о значительной роли

мантийных интрателлурических потоков флюидов и рудообразующих компонентов при формировании этого уникального железорудного объекта вполне определенно свидетельствуют Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные [Ронкин, Полтавец, 1996] для дацитовых порфиров и руд (по апатиту и магнетиту) месторождения, для которых отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  находится в интервале 0.705013–0.709745 и Nd ( $O^T_{\text{HUR}} = +5.9$ ).

Для определения возможных механизмов и условий образования рудовмещающих пород месторождений было проведено ЭВМ-моделирование по программе КОМАГМАТ, разработанной в ГЕОХИ РАН (Москва) [Арискин, Бармина, 2000]. Суть моделирования заключается в проведении серии расчетов по фракционной кристаллизации исходного (родоначального) базальтового расплава в зависимости от задаваемых параметров (давления,  $fO_2$  и содержания  $H_2O$ ) и поиске оптимального варианта, когда наблюдается наибольшее соответствие рассчитанных и природных трендов рассматриваемых петрогенных компонентов, в данном случае  $FeO^*$  и  $MgO$  (рис. 1). На этом рисунке, отвечающем модели декомпрессионного фракционирования высокоглиноземистой базальтовой магмы в присутствии воды, показаны расчетные тренды изменения содержаний  $FeO^*$  в расплаве

в зависимости от  $MgO$  (как индекса кристаллизационной дифференциации). Из анализа этих кривых следует, что: 1) чем выше первоначальное содержание  $H_2O$  в расплаве, тем в большей степени проявляется известково-щелочной тренд дифференциации в процессе формирования пород вулканической серии (по крайней мере основного и среднего состава); 2) уменьшение интервала декомпрессионного фракционирования по давлению (глубине или вертикальной протяженности магматической камеры) при одном и том же содержании  $H_2O$  приводит к сокращению и интервала дифференциации базальтового расплава; 3) наибольшее сходство расчетных кривых с эмпирическим трендом достигается в случае фракционирования высокоглиноземистого базальтового расплава с исходным содержанием  $H_2O$  в расплаве около 2,5% в достаточно широком интервале давлений (табл. 2); при этом процесс интрателлурической кристаллизации должен начинаться в глубинном (промежуточном) очаге в низах “базальтового” слоя, соответствующего глубине около 27–30 км ( $P \approx 10\text{--}12$  кбар) и заканчиваться в периферическом очаге, расположенном в коре на мезо-гипабиссальном уровне – на глубине порядка 5–7 км ( $P \approx 2\text{--}3$  кбар).

Анализ модельных расчетов (табл. 2 и 3)

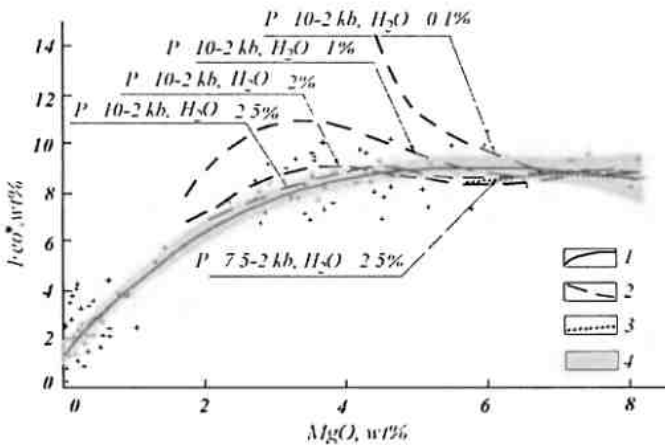


Рис. 1. Модельные тренды эволюции исходного водосодержащего высокоглиноземистого базальтового расплава (Качарское месторождение) при декомпрессионном фракционировании.

Модель КОМАГМАТ-3.5, буфер FMQ. Условия ЭВМ-моделирования: начальное давление  $P = 10$  кбар и 7,5 кбар, конечное – 2 кбар; скорость декомпрессии  $dP/dj = -0,4$  кбар / % крист.; исходные содержания  $H_2O$  в расплаве: 0,1; 1,0; 2,0 и 2,5%. Условные обозначения: 1 – тренд средних содержаний  $FeO^*$  в вулканитах Качарского месторождения; 2 и 3 – модельные тренды; 4 – доверительный коридор средних содержаний  $FeO^*$  в вулканитах.

Таблица 2

Физико-химические параметры условий фракционирования высокоглиноземистого базальтового расплава на Качарском месторождении

Давление, кбар	Температура, ТС °	- lg fO <sub>2</sub>	Среднее содержание H <sub>2</sub> O в расплаве, мас.%
10.0 – 8.8	1229.8 – 1192.7	7.36 – 7.83	2.52
8.4 – 5.6	1182.5 – 1104.9	7.97 – 9.07	2.65
5.2 – 2.0	1097.5 – 1007.8	9.20 – 10.65	3.30
2.0	1003.8 – 900.3	10.71 – 12.38	4.50

Примечание. За состав родоначального расплава был взят высокоглиноземистый пироксен-плагио-оклазовый порфирит базальтового состава с максимальным содержанием магния (MgO=8.16%) со скорректированными затем содержаниями основных компонентов по вариационным кривым на диаграммах (MeO – SiO<sub>2</sub>).

Таблица 3

Составы исходной магмы (I), использованной для модельных расчетов, и расплава на заключительной стадии фракционирования (II) для вулканитов Качарского месторождения (мас.%)

Компоненты	Исходная магма	Расплав на заключительном этапе фракционирования	Андезитобазальты (см. табл. 1)
SiO <sub>2</sub>	49.46	53.31	54.87
TiO <sub>2</sub>	1.12	0.03	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.87	20.47	16.82
FeO	8.67	6.96	8.23
MgO	8.16	1.81	3.90
CaO	8.16	8.53	5.08
Na <sub>2</sub> O	4.08	6.56	4.66
K <sub>2</sub> O	1.08	1.63	1.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.42	0.42

показывает: 1. Фракционирование базальтового расплава на начальной стадии происходит при относительно высоких значениях fO<sub>2</sub> (в силу высоких температур), а на заключительной, наоборот, – при пониженных (табл. 2.). Этот вывод распространяется и на вулcano-магматические процессы скарновых месторождений Курганского Зауралья, опровергая мнение некоторых исследователей [Самаркин и др., 2000]. Следует иметь в виду, что изменение fO<sub>2</sub> в общем не находится в прямой зависимости от степени насыщения расплавов H<sub>2</sub>O. Это становится достаточно очевидным при сравнении парциального давления кислорода при диссоциации воды в магматических условиях [Полтавец, 1974], которое становится по величине приблизительно равным или меньшим fO<sub>2</sub> за счет буферных равновесий типа 3Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>+O<sub>2</sub> = 2Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>+3SiO<sub>2</sub> или 2Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>+1/2O<sub>2</sub> = 3Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, определяющих фугитив-

ность кислорода. 2. Дифференциация высокоглиноземистого базальтового расплава на заключительном этапе может привести лишь к образованию лейкократовых пород трахибазальтового и трахиандезитового состава, и она не приводит к образованию более кислых пород, которые, как уже отмечалось выше, пользуются заметным распространением на месторождении и по геохимическим данным также не могут считаться продуктами фракционирования одной базальтовой магмы.

Возможные параметры и условия образования пород кислого состава могут быть прояснены в какой-то степени при анализе эталонной диаграммы Ab-Q-Or (рис. 2). На диаграмме видно, что средние составы кислых пород месторождения соответствуют двум фациям давления водного флюида – низкого (0.5–1.0 кбар) для кварцевых порфиров и высокого (≈10 кбар) –



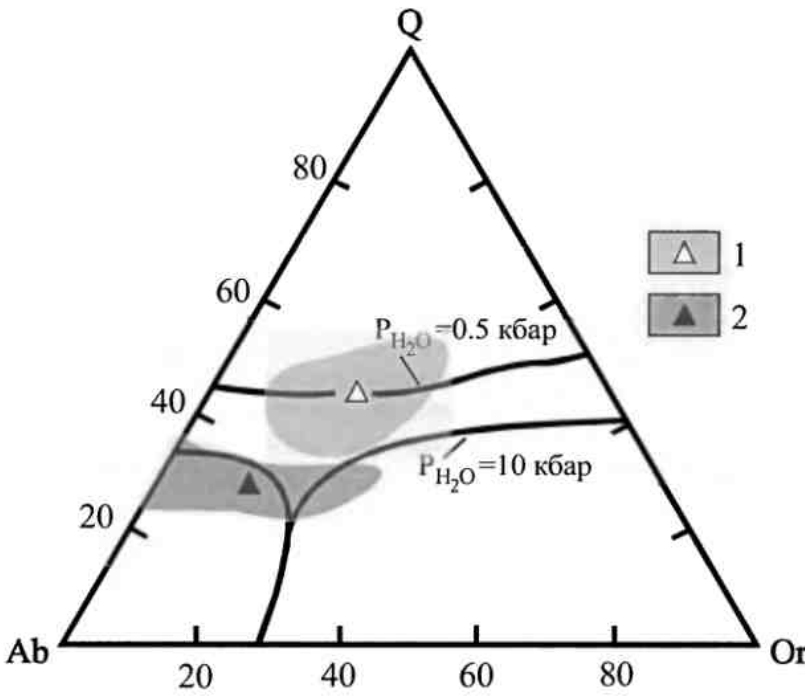


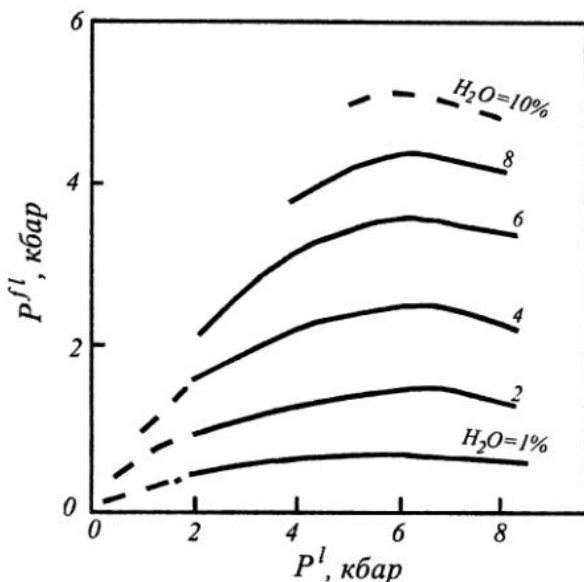
Рис. 2. Ab-Q-Og система.  
1 — поле составов кварцевых порфиров и их средний состав (n=21); 2 — то же для гранит-порфиров (n=25).

для гранит-порфиров (табл. 1.). Предельные содержания воды в расплавах гранитного (или альбитового) состава при этих давлениях, судя по обзору экспериментальных данных, составляют 4–6 мас. % и около 16–18 мас. % соответственно [Файф и др., 1981; Маракушев и др., 1992]. Однако, как следует из анализа экспериментов, кварцевые порфиры могли быть образованы как в режиме низкого водного давления, так и, наоборот, в весьма глубинных условиях при высоком литостатическом давлении [Маракушев и др. 1992] в относительно сухих условиях, или еще при каких-то промежуточных параметрах, обусловивших малую степень плавления (менее 10%) субстрата. Относительно гранит-порфиров также можно высказать аналогичные предположения: их образование могло происходить как в условиях высокой флюидонасыщенности и высокого флюидного давления, так и при весьма умеренных давлениях (5–14 кбар) в маловодных условиях. Но, учитывая такие геологические и петрографические данные, как относительно широкое распространение кварцевых порфиров по сравнению с гранит-порфирами, залегание их в виде покровно-экструзивных тел или обелисков [Каймаков и др. 1981], более раннее образование в них крупных, нередко резорбированных, вкрапленников (размером до 5 мм) кварца (тогда, как в гранит-порфирах, кварц, главным образом, наблюдается в основной массе), можно считать кварцевые порфиры более глубинными образованиями

образующимися в режиме относительно низкого флюидного давления (0.5–1 кбар), когда в расплаве предельные содержания воды вряд ли превышали 4–6 мас.%. Гранит-порфиры же, иногда содержащие амфибол в составе гломеропорфировых сростков [Каймаков и др., 1981] наоборот, вероятнее всего, сформировались в условиях высокой флюидонасыщенности (водонасыщенности) и достаточно высокого флюидного давления. Такие существенные различия в режимах их становления не могли не сказаться и на их петрохимических особенностях: так, в кварцевых порфирах степень окисления железа выше, чем в гранит-порфирах (0.51 и 0.32 соответственно, см. табл. 1), что может быть обусловлено большей дифференциальной подвижностью восстановленных компонентов флюидов ( $H_2$ , CO и др.), чем окисленных ( $H_2O$ ,  $CO_2$  и др.) в зонах разрывных нарушений [Маракушев и др., 1992]. При подъеме глубинных кислых магм на более высокие горизонты земной коры, в связи с уменьшением общего давления и, соответственно, температуры кристаллизации, происходит смещение состава Q-Pl эвтектики в сторону кварца с расширением поля кристаллизации плагиоклаза. Поэтому в ходе интрателлурической кристаллизации при подъеме расплава кристаллизация кварца задерживается и он появляется уже только в основной массе, что мы и видим на примере гранит-порфиров. Кристаллизация же кислого расплава в условиях высокого флюидного (водного) давления, снижающего температуру Q-Pl эвтектики, должна приводить, в частности, к снижению основности плагиоклаза в гранит-порфирах по сравнению с кварцевыми порфирами, что мы и наблюдаем (см. табл. 1). Если допустить изначально высокую флюидонасыщенность кислой магмы, родоначальной для кварцевых пор-

Рис. 3. Кривые равновесного содержания  $H_2O$  (мас.%) в высокоглиноземистом базальтовом расплаве (Качарское месторождение) в условиях осмотического равновесия в системе базальт-вода.

Расчет проведен с использованием уравнений, приведенных в работе (Николаев и др., 1961) и с учетом коэффициентов фугитивности воды при повышенных температурах и давлениях водного флюида (справочные данные).



фиров и гранит-порфиров, то в этом случае кварцевые порфиры могли образоваться в режиме глубинной дегазации к началу интрателлурической кристаллизации кварца, что становится возможным в условиях их формирования в зонах разрывных нарушений. Тогда образование гранит-порфиров должно было происходить из уже дегазированной магмы и его состав должен приближаться к составу кварцевых порфиров, что не наблюдается (рис. 2). Раздельные поля на диаграмме больше соответствуют условиям их кристаллизации из отдельных самостоятельных расплавов.

Таким образом, изложенные данные позволяют небезосновательно предполагать о наличии по крайней мере 3<sup>-х</sup> относительно независимо развивающихся очагов (магматических расплавов с разной флюидонасыщенностью), располагающихся на разных глубинах: мантийных — для пород базальтоидного состава и кварцевых порфиров, и коровых — для гранит-порфиров. Исходя из рис. 1 и 3, а также данных по равновесной растворимости воды в кислых расплавах [Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Термодинамическое моделирование, 1992], можно считать, что к моменту становления периферических флюидно-магматических очагов с разными по составу магмами, соответствующими мезо-гипабиссальным глубинам ( $P \gg 2-3$  кбар), расплавы их были близки к насыщенным. В связи с этим напрашивается общий вывод о том, что рудно-магматические системы возникают в условиях существования долгоживущих протяженных по вертикали флю-

идсодержащих магматических очагов, в которых происходит глубокая дифференциация расплава (вплоть до процессов ликвации на флюидонасыщенную рудную и силикатную составляющие) и накопление рудообразующих флюидов за счет сквозьмагматического (интрателлурического) потока, поднимающегося из глубин мантии по зонам глубинных разломов.

Список литературы

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК "Наука / Интерпериодика", 2000. 363 с.

Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

Каймаков А.К., Есипова Г.А., Шестак Г.И., Ваняrx В.З. К вопросу о генезисе и возрасте кислых пород Качарского магнетитового месторождения // Новые данные по структурам, условиям образования и вещественному составу железорудных и хромитовых месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 102–111.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералогический критерий рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. С. 317.

Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.

Полтавец Ю.А. Минералого-геохимические особенности скаполитовых метасоматитов некоторых железорудных месторождений Тургая как показатель условий их образования // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 88–99.

- Поротов Г.С., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А.* Качарское месторождение // Железорудные формации Зауралья (Северная часть Тургайского прогиба). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 167–190.
- Ронкин Ю.Л., Полтавец Ю.А., Hugo de Boorder, Лепихина О.П.* Первые Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для вмещающих вулканитов и минералов Качарского месторождения // Ежегодник-1995 ИГиГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 17–18.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Пумпянский А.М.* Геологические, петрохимические и геохимические особенности железосодержащих вулканических серий северной части Валерьяновского пояса (Урал) // Уральский геологический журнал, 2000. № 4 (16). С. 85–123.
- Скарновые месторождения.* М.: Наука, 1985. 248 с.
- Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды и расплавы.* М.: Мир, 1992. 534 с.
- Файф У, Прайс Н, Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.