

## Условия образования магнетита и его рудных скоплений

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Показано, что магнетит в большинстве своем представляет «гибридное» вещество, железо которого имеет глубинное первично-мантийное происхождение, а кислород – экзогенное. Рассматриваются условия его образования.

*Ключевые слова:* магнетит, железо, золото, алмазы, изотопы кислорода, магматические и гидротермальные процессы, рудообразование, месторождения, перспективные площади.

Лихачев Александр Петрович



alexanderlikhachev@rambler.ru

## The conditions of magnetite and its ore clusters formation

A.P.LIKHACHEV

It is shown that magnetite is mostly a «hybrid» material, which has the primary iron mantle origin, and oxygen is exogenous. The conditions of its formation are discussed.

*Key words:* magnetite, iron, gold, diamonds, oxygen isotopes, magmatic and hydrothermal processes, mineralization, deposits, prospective areas.

Магнетит ( $\text{FeOFe}_2\text{O}_3$ ) – исключительно важный минерал, являющийся основным источником получения наиболее применяемого в народном хозяйстве металла и носителем фундаментальной информации об условиях формирования и эволюции Земли, ее коры и месторождений полезных ископаемых.

Рассмотрение его особенностей в значительной мере связано с недавними работами автора [5, 6, 20], в которых было показано существование общей закономерности в размещении месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых. Основная суть этой закономерности состоит в том, что, независимо от возраста и происхождения, большинство рассматриваемых месторождений (включая содержащие магнитные минералы) располагается на площадях, отличающихся низкими магнитными свойствами, по существу в немагнитных полях. Некоторые месторождения находятся на границе с магнитными полями и в их краевых частях, но они отсутствуют в основной части региональных магнитных аномалий.

Выяснение причин установленной закономерности привело к выводу, что магнитные аномалии, обусловленные, как известно, преимущественно магнетитом [11], фиксируют собой области земной коры, подвергшиеся воздействию окислительных процессов, неблагоприятных для образования и существования перечисленных и многих других месторождений. Возникли также предположения и получены доказательства того,

что магнетит и другие оксиды железа, формирующие рудные месторождения, в основном образуются не за счет первично-связанного в исходных соединениях («породообразующего») кислорода, а за счет свободного, поступающего в земную кору с поверхностной водой в растворенном виде. Дальнейшее подтверждение такой возможности позволяет раскрывать новые аспекты формирования и эволюции земной коры и атмосферы, как и генезиса, прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых.

Известно, что первоисточником веществ земной коры в основном является мантия, поставляющая их в верхние части и к поверхности планеты преимущественно в виде магматических расплавов. Образование и концентрация рассматриваемого оксида железа до рудных скоплений осуществляются в ходе кристаллизации этих расплавов и последующего магматического и гидротермального преобразования сформированных при этом минералов и горных пород, то есть в магматических и гидротермальных процессах.

В магматических процессах возможность появления магнетита и других оксидов во многом зависит от состава магм, а именно от количества в силикатном расплаве кремния, который контролирует нахождение и распределение в системе кислорода, определяющего образование оксидов в целом.

Как известно, магматические расплавы состоят из кремнекислородных тетраэдров  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  (рис. 1), в про-

межутках которых находятся другие элементы в виде катионов ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ). Расчеты показывают, что кислород полностью удерживается (связывается) кремнием в кремнекислородных тетраэдрах при массовом содержании в магме  $\text{SiO}_2 \sim 47\%$  и более. При меньшей величине появляется возможность существования в магматическом расплаве «свободного» кислорода *in situ*, который может вступать в соединение с атомами других химических элементов и создавать с ними оксидные формы.

В магмах ультраосновного состава ( $\text{SiO}_2 \sim 40\%$ ) массовая доля свободного кислорода *in situ* составляет  $\sim 7,4\%$ , и именно за счет него образуются оксиды (в основном хромшпинелиды) ультрамафитов, формирующие хромитовые руды.

Магмы с массовым содержанием  $\text{SiO}_2 > 47\%$  не выделяют собственного (*in situ*) свободного кислорода из-за того, что, как говорилось выше, в них весь кислород связывается и удерживается кремнием, то есть целиком тратится на создание силикатных соединений, оставаясь в основном в кремнекислородных тетраэдрах. Поэтому при кристаллизации этих магм в закрытых условиях образуются практически безоксидные горные породы и, соответственно, не формируются рудные скопления оксидов (рис. 2, А, В).

Появление оксидных соединений возможно при кристаллизации таких магм в открытых условиях (см. рис. 2, Б, Г), в случае поступления в них кислорода из окружающей среды (*from without* – извне – «внешний»). Именно за счет этого кислорода образуется большая часть магнетита и его скоплений, связанных обычно с основными и средними магмами и породами в магматических и гидротермальных проявлениях [18, 19, 26].

Как уже говорилось [6], в качестве подтверждения того, что в образовании магнетита в магматических и гидротермальных процессах определяющая роль принадлежит кислороду, поступающему извне (но не кислороду, связанному с другими элементами, в том числе и не кислороду воды), могут служить результаты опытов автора [4, 7] и многочисленных экспериментов Б.Майсена и А.Бэтгчера [9].

В авторских опытах образование магнетита наблюдалось при изучении поведения и состояния сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных ассоциаций в гидротермальных и расплавных условиях. В гидротермальных условиях осуществлялось термоградиентное переотложение минеральных веществ различными водными растворами ( $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{NaOH}$  и др.) от 0 до 5–10%-ной концентрации. Исходным материалом служили вкрапленные и массивные руды и породы (габбро-долериты) норильских платино-медно-никелевых месторождений. Опыты проводились в удлиненных (до 40 см) кварцевых ампулах внутренним диаметром до 20 мм, помещаемых в запаянном виде в стальные автоклавы, и непосредственно в удлиненных (от 40–60 см до 1,5 м) металлических (в основном титановых) реак-

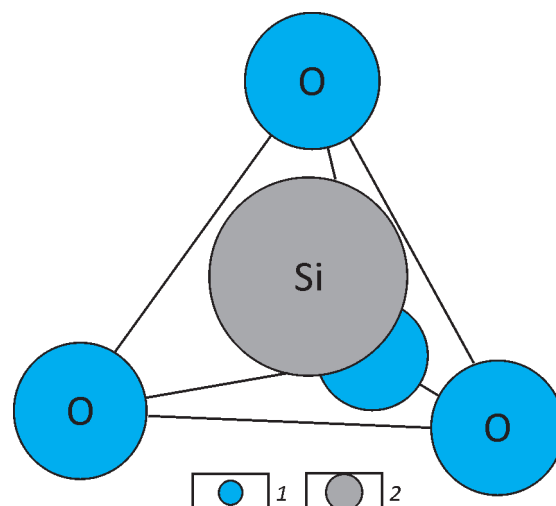


Рис. 1. Схема строения кремнекислородного тетраэдра:

атомы: 1 – кислорода и 2 – кремния

торах объемом до 2-х и более литров (в большом стальном автоклаве  $\sim 25$  л). Температура в горячей зоне (зоне растворения) составляла  $350^{\circ}\text{--}600^{\circ}\text{C}$ , а в холодной (зоне кристаллизации) на  $20^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{C}$  ниже. Заполнение реактора водным раствором обычно не превышало 60% свободного пространства. Остальная его часть в большинстве случаев была занята воздухом. Давление в реакторе достигало 10 МПа, длительность опытов – до 5 суток. В некоторых случаях производилась откачка (эвакуация) воздуха свободного пространства. Расплавные эксперименты осуществлялись преимущественно с теми же материалами обычно в вакуумированных кварцевых ампулах.

Во всех этих опытах как гидротермальных, так и расплавных, магнетит в существенных количествах выделялся только в случае наличия в системе воздуха, то есть свободного кислорода. При этом четко прослеживалась постоянная закономерность: чем больше объем воздуха, заполняющего свободное пространство, тем больше образуется магнетита. Во всех кислородсодержащих случаях, как в сульфидных, так и в силикатных системах, процесс кристаллизации новообразований в холодной зоне начинался с магнетита, выделение которого прекращалось после исчерпания кислорода воздуха свободного пространства. Далее шла кристаллизация сульфидов железа, а также сульфидов цветных и благородных металлов. При отсутствии воздуха (свободного кислорода) железо входило в состав сульфидов и силикатов. В случае наличия воздуха магнетит кристаллизовался не только в холодной зоне, но и замещал сульфиды исходного вещества в горячей зоне. Примеры синтезированных в опытах выделений магнетита приведены на рис. 3.

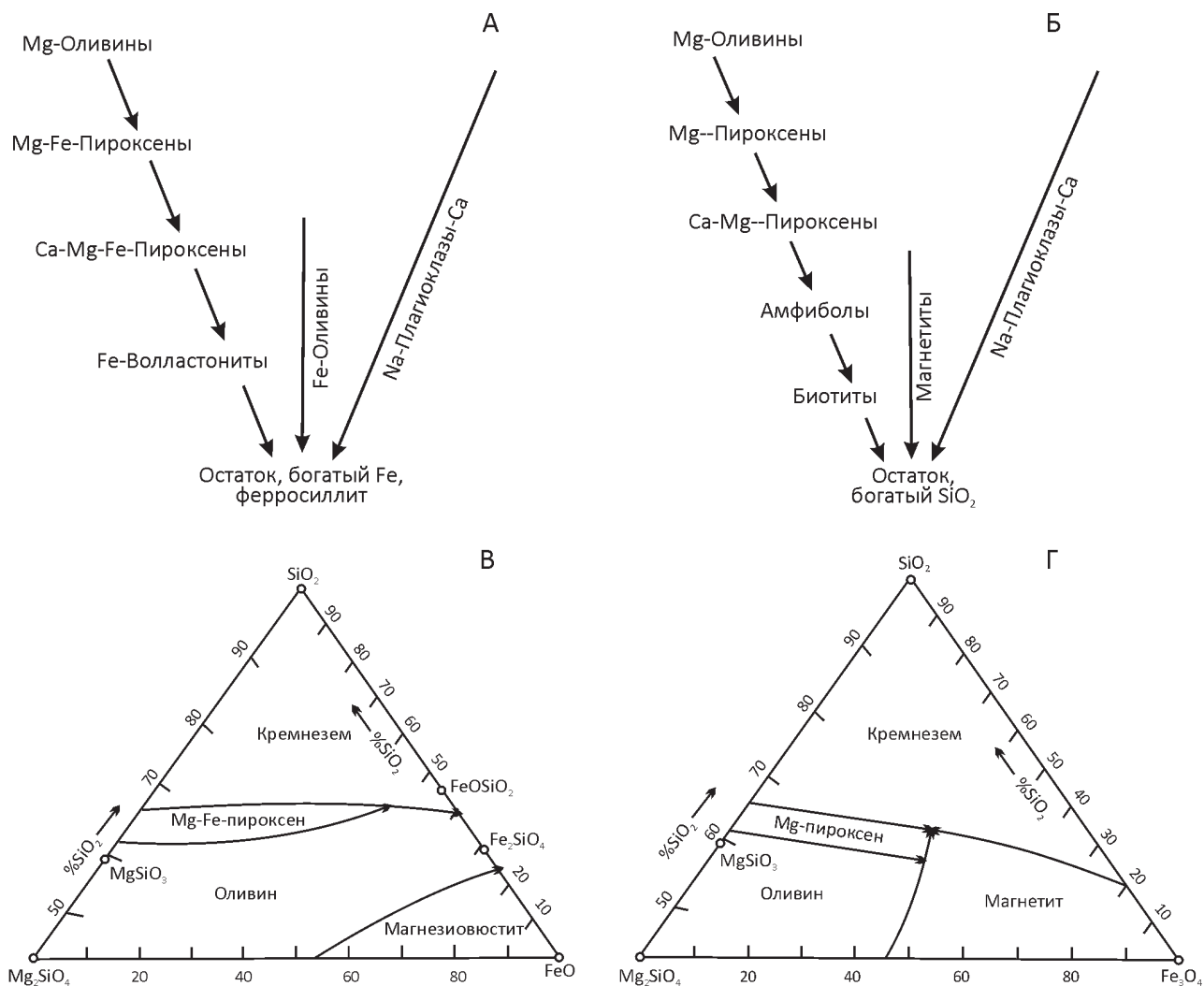


Рис. 2. Схемы фракционной кристаллизации мафических магм и фазовые отношения в образующихся при этом продуктах [10]:

А – кристаллизация в закрытых условиях; Б – кристаллизация с кислородным буфером (в открытых условиях); В – фазовые отношения на ликвидусе в системе  $Mg_2SiO_4-FeO-SiO_2$  в закрытых условиях; Г – фазовые отношения на ликвидусе в системе  $Mg_2SiO_4-Fe_3O_4-SiO_2$  при постоянном парциальном давлении кислорода  $10^{-0,7}$  атм (в открытых условиях); стрелки на пограничных кривых указывают направление падения температуры

Во всех (>300) экспериментах Б.Майсена и А.Бэттера по плавлению и кристаллизации расплавов различных (четырёх) типов перидотитов в водной среде, проводившихся в закрытых ампулах в широком диапазоне температур (700°–1220°C), давлений (770–2500 МПа), времени (3–73 часа) и массовых содержаний воды (8–36,9% от твёрдого исходного материала) в условиях магнетит-гематитового (МН) буфера, магнетит отсутствовал. Среди продуктов этих экспериментов находились оливин, ортопироксен, клинопироксен, амфибол, шпинель, гранат, слюда, стекло и флюидная

фаза. Магнетит появлялся лишь в тех экспериментах, которые проводились в открытых ампулах, то есть при доступе воздуха (свободного кислорода).

Наличие или отсутствие «внешнего» кислорода при кристаллизации магматических расплавов проявлено в составе и строении известных магматических комплексов. Например, в Бушвельдском комплексе имеются хромитовые и магнетитовые слои, в комплексе Стиллуотер – только хромитовые, при отсутствии магнетитовых, а в Скейгаардском комплексе – ни тех, ни других, хотя все эти комплексы близки между собой по исход-

ному составу магм. Причина наблюдаемых расхождений могла состоять именно в возможности нахождения в системе «внешнего» кислорода. В образовании хромитовых слоев мог участвовать кислород *in situ*, но магнетитовых – в основном «внешний» кислород.

Таким образом, можно констатировать, что изначальное появление железа в земной коре обеспечивается поступлением в нее и к ее поверхности мантийных магм, поставляющих и все другие составляющие коры. Первичное его накопление осуществляется при кристаллизации этих магм в виде силикатных соединений, образующихся в закрытых условиях (см. рис. 2, А, В) и в форме оксидов, выделяемых в условиях доступа «внешнего» кислорода (см. рис. 2, Б, Г). Все другие скопления Fe в земной коре имеют вторичное происхождение.

В первично мантийных образованиях промышленное значение имеют только кумулятивные скопления оксидов железа (в основном в виде магнетита), формирующих рудные горизонты расслоенных комплексов мафит-ультрамафитового состава.

Месторождения вторичных процессов образуются при магматическом и гидротермальном преобразовании ранее сформированных первично мантийных продуктов – путем концентрации железа в ходе плавления и гидротермального растворения этих продуктов. К ним относятся все типы месторождений железа земной коры, за исключением первичных месторождений, связанных с расслоенными магматическими комплексами мафит-ультрамафитового состава.

Процессы плавления первичных веществ в основном свойственны островодужным системам, в которых происходит погружение исходно-мантийных океанических плит в мантию, сопровождающееся их частичным переходом в расплав и образованием базальт-андезит-дацитовых магм. Среди этих магм значительную долю могут составлять богатые железом (ферросиликатные) разновидности, образующиеся за счет железистых (фаялит-ферросилитовых) фракций первичных базальтов и габброидов.

При кристаллизации таких магм в закрытых условиях (в отсутствии свободного кислорода), как и в первичных магмах, образуются практически безмагнетитовые породы, железо которых находится в силикатных соединениях (см. рис. 2, А, В). Однако поступление в систему «внешнего» кислорода (в открытых условиях) непременно приводит к кристаллизации и возможному скоплению магнетита (см. рис. 2, Б, Г). Причем это может происходить как на магматической, так и постмагматической (гидротермальной) стадии процесса вторичного образования и эволюции пород.

На магматической стадии выделение магнетита возможно, например, в проявлении следующих реакционных схем:

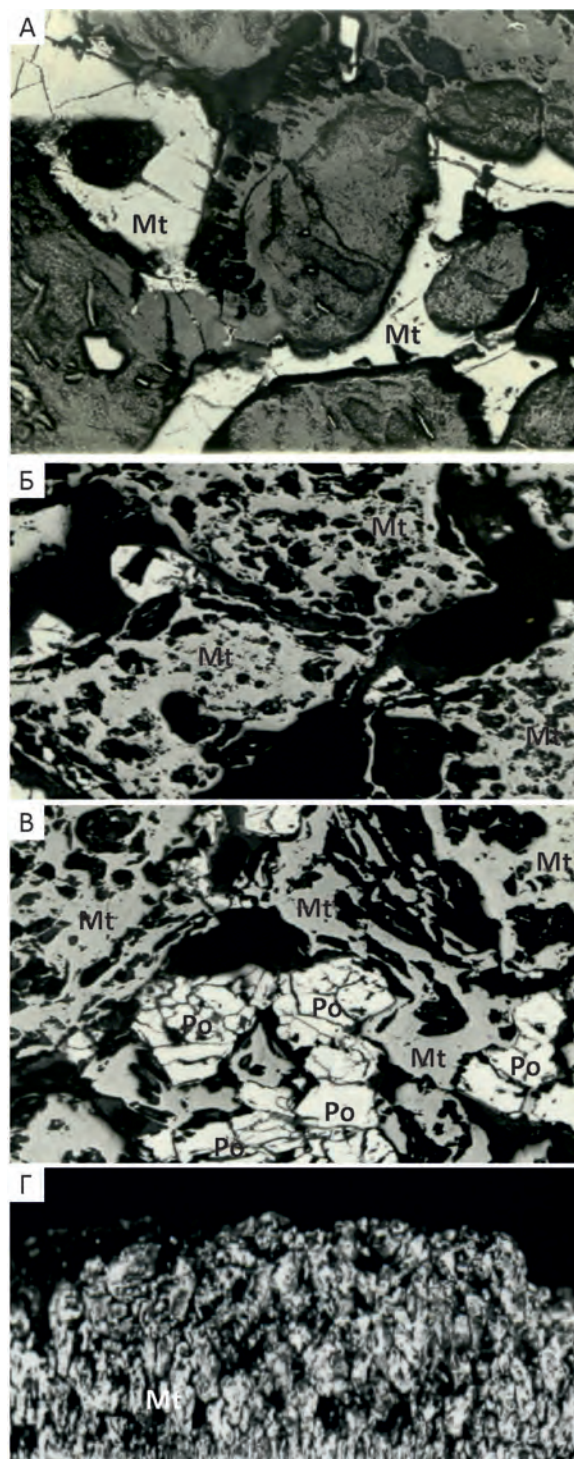
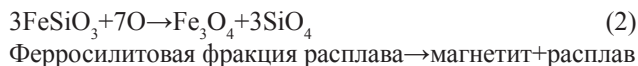


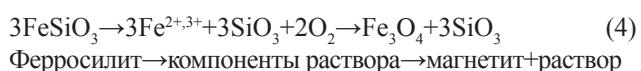
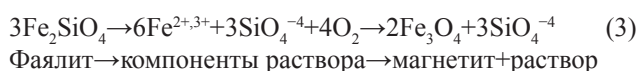
Рис. 3. Формы выделения синтетического магнетита [6]:

А – метасоматический магнетит, заместивший пирротин, основная масса – силикаты исходного вещества (клинопироксен, оливин и др.), «горячая зона» (зона растворения), ув. 110 раз; Б – преимущественно магнетитовая ассоциация «холодной» зоны (зоны кристаллизации), ув. 90 раз; В – пирротин-магнетитовая ассоциация «холодной» зоны, ув. 90 раз; Г – магнетитовый агрегат «холодной» зоны, ~1:1; Mt – магнетит, Po – пирротин



При этом магнетит может кристаллизоваться частично одновременно с основными породообразующими минералами и несколько позднее их, тем самым, имея возможность скапливаться под действием гравитации вплоть до мономинеральных ассоциаций с образованием как вкрапленных, так и массивных руд. Эти скопления могут иметь самые разные размеры, морфологию и характер залегания, нередко приурочиваясь к пограничным и другим ослабленным участкам и зонам материнских магматических тел и вмещающих их пород. Подобные массовые скопления зерен магнетита, находящихся в несвязанном (подвижном) состоянии, возможны в вулканических аппаратах (камерах), из которых они могут вытесняться преимущественно тектоническим сдавливанием и изливаться на земную поверхность, формируя магнетитовые потоки типа Эль Лако в Чили [22, 25, 27]. Образование массивных залежей магнетита за счет его расплава в принципе невозможно, так как в природных процессах не достигаются требуемые для этого высокие температуры (~1600°C) и нет возможности для их снижения из-за отсутствия соответствующих флюсов.

На постмагматической (гидротермальной) стадии формирование рудных скоплений железа также происходит в основном за счет ферросиликатов подвергающихся преобразованию магматических пород, но не за счет оксидов железа (магнетита), так как они трудно растворимы в обычных гидротермальных средах. При этом возможны следующие схемы выделения магнетита, подобные вышеприведенным для расплавных условий:



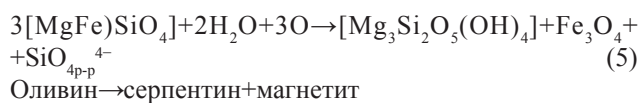
Здесь важно отметить, что вынос железа из ферросиликатов осуществляется в основном при высокотемпературном их состоянии (>500°–600°C), когда они еще не подвергаются гидратации. Этот процесс может начинаться с расплавной стадии под воздействием сквозьмагматических растворов [3]. Переходящее в раствор железо отлагается в виде оксидов с образованием вкрапленных и массивных руд, находящихся на различных расстояниях от источника, в зависимости от устойчивости растворенных форм Fe в водной среде, во многом контролируемой температурным перепадом, существующим в гидротермальном потоке.

Таким образом, рудогенерирующее действие водных растворов частично может совмещаться с магматическим магнетитообразованием и непосредственно продолжать его. Поэтому в рудных скоплениях магнетита могут проявляться как магматические, так и гидротер-

мальные признаки рудообразования, что, например, имеет место на месторождениях Швеции [17, 24], Чили [25, 26, 28] и других стран.

Железорудные формации докембрия тоже являются вторичными продуктами. Отличие их состоит в том, что они образуются в открытых бассейнах с отложением Fe и SiO<sub>2</sub> из водных растворов [2]. Источником железа и кремнезема для них также служат ферросиликатные минералы (их фаялитовая и ферросилитовая составляющие) магматических пород преимущественно мафитового состава, находящихся в высокотемпературном (>500°–600°C) негидратированном состоянии. Выделение магнетита в этих процессах может происходить с участием изображенных выше двух последних реакционных схем (3, 4). Необходимый для этого свободный кислород мог поступать не столько из еще бедной им атмосферы, сколько из непосредственно окружающей водной среды, в которой размножались фотосинтезирующие бактерии и водоросли, вырабатывающие кислород.

К особо важным относится образование магнетита при серпентинизации оливина и других фемических минералов, так как вполне вероятно, что именно этот магнетит является одним из основных источников региональных магнитных аномалий [11]. Его выделение возможно, например, по следующей схеме:



Подобно всем другим условиям, магнетит здесь выделяется преимущественно за счет кислорода, растворенного в метеорной воде, тогда как кислород исходного минерала (оливина) в основном остается в соединениях с кремнием.

Что касается существования региональных магнитных аномалий, служащих ориентиром в поисках месторождений не только Fe, но и Au, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых [5, 6, 20], то, как показано в работе [11], они в основном формируются в ослабленных зонах (зонах растяжения) земной коры, в которых происходит опускание насыщенных кислородом вод [6]. Поступающие в нагретые глубины вода и кислород осуществляют массовую гидратацию минералов и пород, сопровождающуюся обширными выделениями рассеянного магнетита, которые вызывают магнитные аномалии. Кроме того, проникающий в глубины кислород производит окисление находящихся в них сульфидных и других рудных проявлений, приводя к их разубоживанию и уничтожению. Это делает территории магнитных аномалий мало перспективными на обнаружение месторождений цветных и благородных металлов, а также алмазов, нефти и газов [6].

Итак, из приведенных материалов следует, что магнетит и его рудные скопления образуются в открытых условиях, за счет внешнего источника кислорода.

Этот вывод подтверждается изотопными данными кислорода и согласуется с заключением Г.Фора: «Такая однородность изотопного состава кислорода магнетита (и других минералов) свидетельствует о том, что для магматических и метаморфических пород характерна тенденция к достижению изотопного равновесия с большим внешним резервуаром кислорода» [12, с. 483].

Заключение Г.Фора базируется в основном на однотипности изотопного состава кислорода магнетита в пределах отдельно взятых объектов, каждый из которых может иметь собственные (отличные от иных) величины  $\delta^{18}\text{O}$ , в зависимости от изотопного состава источника кислорода.

В каждом объекте практически всегда изотопный состав кислорода магнетита имеет более низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , чем ассоциирующие с ним минералы, то есть обогащен  $^{16}\text{O}$ . В целом рудным образованиям магнетита свойственны более легкие изотопные составы кислорода, чем всем другим петрогенным и рудогенным формированиям земной коры. В основном они располагаются в области величин, свойственных метеорным водам, которые являются главным переносчиком свободного кислорода, участвующего в образовании магнетита (рис. 4).

Присущие магнетиту относительно низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  не могли быть получены в результате дифференциации и эволюции вещества мантии и земной коры в магматических и гидротермальных процессах. Обычно эти процессы приводят к образованию безмагнетитовых ассоциаций минералов, величины  $\delta^{18}\text{O}$  которых укладываются в рамки значений изотопного состава кислорода породы в целом (см. рис. 4), существенно не опускаясь ниже нижнего предела этих значений. Например, значения изотопного состава кислорода минералов безмагнетитовых магматических пород, приведенных на рис. 5, не опускаются ниже значений родственных им пород – базальтов, андезитов и дацит-риолитов (см. рис. 4).

Причина состоит в том, что в процессе фракционной кристаллизации магм ранние минералы выделяются при наиболее высоких температурах, когда, как известно, фракционирование изотопов минимально. Вследствие этого изотопный состав их кислорода обычно близок к составу кислорода исходной магмы и образующейся за счет нее породы.

Кристаллизация остальных (более поздних) минералов осуществляется в условиях снижения температуры с увеличением степени фракционирования изотопов и

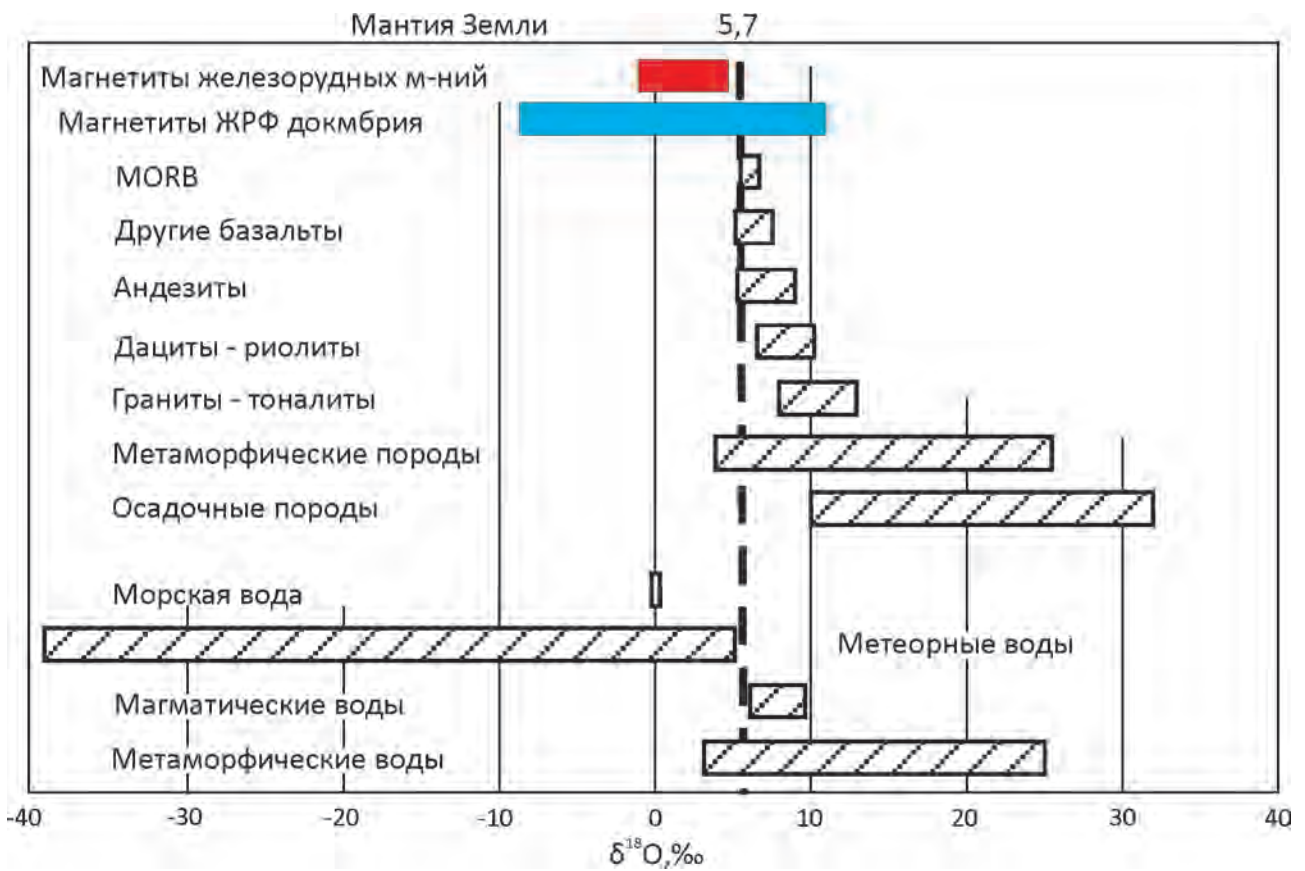


Рис. 4. Изотопный состав кислорода пород и минералов (обобщенные данные из различных источников [1, 14, 16, 18, 24, 27, 29, 30 и др.]

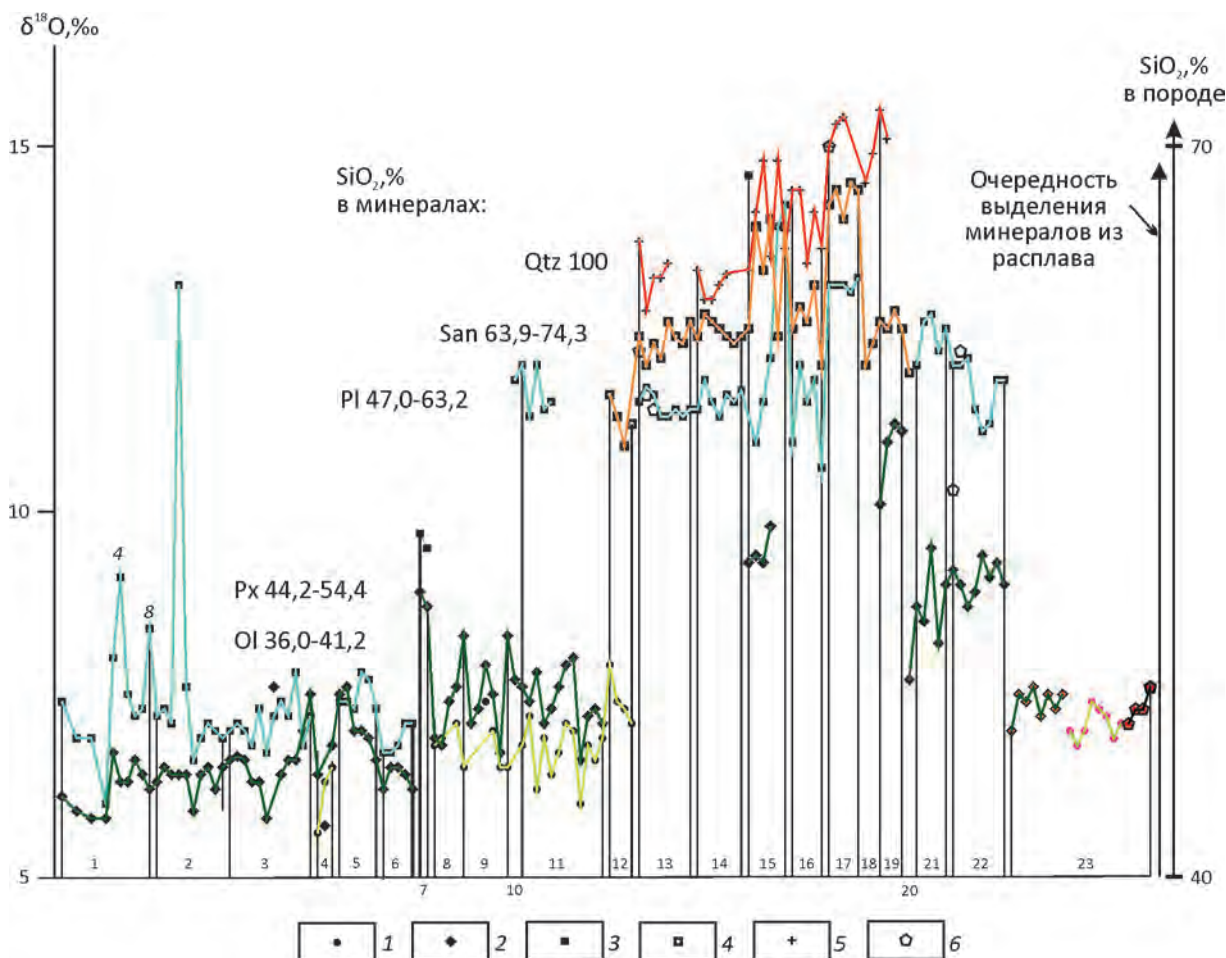


Рис. 5. Изотопный состав кислорода минералов пород Бушвельдского комплекса (1–6) [19] и вулканитов Центральной Италии (7–23) [13]:

ассоциирующие минералы: 1 – оливин, 2 – пироксены, 3 – плагиоклаз, 4 – санидин, 5 – кварц, 6 – матрикс; породы (на горизонтальной оси): 1 – верхняя зона – UZ (кварцевый анортозит, оливковое габбро, магнетит-оливковое габбро, магнетитовый габбронорит, магнетитовое лейкогаббро, пятнистый анортозит, лейкогаббронорит, магнетитовый лейкогаббронорит, габбронорит, норит), 2 – главная зона – MZ, граница между Верхней и Главной зоной на глубине 1575, 81 м – UZ–MZ (габбронорит, норит, анортозит, лейконорит, меланорит), 3 – пироксенитовый горизонт 1969–1973 м, пятнистый анортозит, габбронорит, лейконорит, лейкогаббронорит, анортозит, оливковый габбронорит, троктолитовый слой, 4 – нижняя зона – LZ (гарцбургит, пироксенит), 5 – нижняя зона (норит, пироксенит), 6 – критическая зона – CZ, Риф Меренского – MR (норит, пегматоид), 7 – фоналит, 8–9 – шошонит, 10 – фонотефрит, 11 – калиевый трахибазальт, 12 – лампроит, 13–17 – риолит, 18–19 – трахит, 20 – шошонит ксенолита, 21–22 – латит, 23 – андезит-базальт; красным цветом (порода 23) обозначены минералы и матрикс практически одновременной (субэвтектической) кристаллизации

с повышением содержания  $^{18}\text{O}$  в последующих продуктах. То есть изотопный состав кислорода минералов эволюционирует преимущественно в одну («тяжелую») сторону, оставаясь в поле изотопного состава пород данного типа (см. рис. 4). Эта закономерность позволяет выявлять «гибридные» минералы, формирующиеся с участием внесистемных («посторонних») компонентов, к которым относится магнетит, образующийся за счет «внешнего» кислорода, имеющего значения  $\delta^{18}\text{O}$  ниже пределов породных типов (см. рис. 4).

Если же кристаллизация минералов происходит одновременно (в субэвтектических условиях) и при высокой температуре, то фракционирование изотопов кислорода практически отсутствует: образующиеся минералы и общий состав породы имеют близкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , подобно тому, как показано в нижеприведенной таблице и на рис. 5 (порода 23). Здесь надо отметить, что обнаружение такого рода пород с равновеликими значениями изотопного состава кислорода ассоциирующих минералов является большой

**Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰) породообразующих минералов и матрицы андезито-базальта вулканитов Центральной Италии [13]**

Оливин	7,0	6,8	7,0	7,4	7,3	7,2	6,9	7,1
Клинопироксен	7,0	7,5	7,4	7,6	7,2	7,5	7,3	7,5
Матрикс	7,1	7,3	7,3	7,6				

редкостью и удачей автора [13], получившего документальное подтверждение возможности изотопной гомогенности сосуществующих минеральных фаз.

В магматических комплексах мафит-ультрамафитового состава магнетит если и выделяется, то на средних и поздних стадиях кристаллизации магм и в сравнительно небольших количествах. Поэтому он не может оказывать существенного влияния на изотопный состав кислорода преобладающей массы горных пород. Например, в Бушвельдском комплексе, мощность которого составляет около 10 км, на долю магнетитовых слоев приходится всего несколько десятков метров. Они находятся в верхней части комплекса, кристаллизующейся после того, как более 80% массива уже было закристаллизовано. Приведенные на рис. 5 данные по Бушвельдскому комплексу касаются пород, кристаллизовавшихся до образования и скопления магнетита. Первичный магнетит отсутствует и в породах Италии (см. рис. 5).

Известные в литературе сведения о синтезе магнетита свидетельствуют о том, что он был получен в открытых по кислороду условиях. В частности, это имело место в упомянутых выше высокотемпературных экспериментах Б.Майсена и А.Бэтчера [9] и авторских среднетемпературных опытах, а также в низкотемпературных опытах D.Faivre et al. [21], в которых магнетит был синтезирован в открытой водной среде при атмосферном давлении и температуре 25°C.

Участие свободного кислорода в кристаллизации магнетита и других оксидных минералов практически всегда сопровождается фракционированием его изотопов: выделяющиеся фазы предпочтительно потребляют легкий изотоп  $^{16}\text{O}$ , обедняя им остающуюся часть исходного кислорода. Это происходит потому, что  $^{16}\text{O}$  обычно является доминирующим и структурообразующим («каркасным») элементом, а, следовательно, и энергетически наиболее выгодным и устойчивым в минеральных и других химических соединениях, как и предпочтительным в усвоении живыми организмами.

Поэтому при любом источнике свободного кислорода (воздуха, обогащенного  $^{18}\text{O}$ , кислорода фотосинтезирующих бактерий и растений, сравнительно бедного им, и др.) магнетит в основном имеет более облегченный изотопный состав кислорода по сравнению с первоисточником.

Относительно легкий кислород, выделяющийся при фотосинтезе водных бактерий и растений, прежде чем переместиться в атмосферу, обеспечивает своим насыщением вмещающую его воду. И может быть

так, что, не достигая перенасыщения, он практически полностью остается в воде, которая затем участвует в породо- и рудообразовании. Именно за счет такого кислорода могли накапливаться железорудные формации при сравнительно низком содержании свободного кислорода в атмосфере. Подобным образом, легкий кислород, выделяющийся при фотосинтезе на листе наземной растительности, может смываться атмосферными осадками и, минуя атмосферу, напрямую попадать в грунтовые (метеорные) воды с дальнейшим участием в процессах образования горных пород и руд.

Как известно, фотосинтез с выделением свободного кислорода наиболее активно происходит в светлое и теплое время, что могло сказываться на образовании железорудных формаций докембрия и более поздних эпох. Возможно, как раз в этом находится объяснение свойственного им многочисленного чередования тонких слоев магнетита и кремнезема.

В ходе растворения свободного кислорода в воде, являющейся его переносчиком в природных процессах, также возможно выборочное потребление изотопов: растворяется преимущественно легкий изотоп  $^{16}\text{O}$ , обогащая им воду и обедняя исходный резервуар.

Как видно на рис. 4, небольшая часть изотопного состава кислорода магнетита докембрийских железорудных формаций находится в области повышенного содержания  $^{18}\text{O}$ , выше предела мантийной величины  $\delta^{18}\text{O}$  5,7‰. Причиной тому могут быть особые в данном случае условия отложения магнетита. Как уже говорилось, оно происходило в открытых и, возможно, в застойных водных бассейнах засушливых территорий. Испарение воды в них приводит к известному накоплению  $^{18}\text{O}$  в остающемся объеме. В этих «тяжелых» водах могли осуществляться реакции, выделяющие свободный  $^{18}\text{O}$ , например, по схеме:  $\text{Fe}(\text{OH})_4^- \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3^- + 0,5\text{H}_2\text{O} + 0,25\text{O}_2$ , который затем участвовал в образовании магнетита.

В качестве дополнительного подтверждения высокой продуктивности процесса накопления  $^{18}\text{O}$  в ходе испарения воды могут служить полученные автором данные при перегоне питьевой воды в обычном дистилляторе. Объем исходной воды составлял 4,0 л, дистиллята – ~2,1 л, остатка от исходного – ~1,9 л. Длительность процесса равнялась ~3 часам. Результаты анализов изотопного состава кислорода, выполненных в лаборатории Б.Г.Покровского в ГИН РАН, следующие ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰): исходная вода – -6,34, дистиллят – -9,72, остаток от исходного – -2,80.



Эти результаты примечательны и заслуживают внимания потому, что получены при относительно высокой температуре (100°C), при которой, как полагалось ранее, не должно быть существенного разделения изотопов кислорода. Следовательно, они указывают на возможность значительного фракционирования изотопов кислорода воды и в сильно нагретых поверхностных и подземных водах.

Таким образом, можно заключить, что при своем образовании магнетит использует «внешний», преимущественно растворенный в воде кислород с обычно пониженным содержанием  $^{18}\text{O}$ , из которого предпочтительно извлекает  $^{16}\text{O}$ . Вследствие этого магнетит практически постоянно отличается более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , чем ассоциирующие с ним минералы, являющиеся в основном носителями «силикатного» кислорода, которому свойственны более высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 4).

Иначе говоря, существующие фактические данные свидетельствуют о том, что магнетит в основном представляет собой вещество, железо которого является первично мантийным материалом, а кислород – экзогенным. Эта специфическая особенность магнетита делает его уникальным в том отношении, что в нем содержится фундаментальная информация о формировании и эволюции планеты в целом, ее коры и атмосферы, а также сведения об условиях образования и размещения месторождений полезных ископаемых, служащие основанием и ориентиром для их поисков [5, 6, 20].

Например, по наличию магнетита и изотопному составу его кислорода можно судить о наличии и изменении состава кислорода в атмосфере Земли на всем протяжении ее существования и, соответственно, о возможности и времени появления и развития органического мира.

Наличие региональных и локальных магнитных аномалий на планетах земного типа, не имеющих в настоящее время кислородсодержащей атмосферы и гидросферы (например, на Марсе), может служить указанием, что в прошлом они были. И, наоборот, отсутствие магнитных аномалий на планетном теле (при наличии у него общего магнитного поля) свидетельствует о том, что свободного кислорода и воды на нем не было.

Из изложенного выше материала можно сделать следующие основные выводы.

1. Магнетит и его рудные скопления в основном представляют собой вещество земной коры, железо которого является первично мантийным материалом, а кислород экзогенным. Невозможность массового образования магнетита за счет кислорода мантии обусловлена составом мантийных магм («дефицитом» в них кислорода), не допускающим выделение оксидов железа при их кристаллизации (см. рис. 2, А, В).

2. Образование магнетита и его рудных скоплений происходит в магматических и гидротермальных процессах, осуществляющихся в открытых условиях,

при доступе в систему свободного кислорода (см. рис. 2, Б, Г).

3. Предпочтительным местом массового образования магнетита являются территории и структуры земной коры, обеспечивающие поступление и глубинное проникновение поверхностных вод, насыщенных свободным кислородом [6].

4. Глубинное проникновение насыщенных кислородом вод вызывает изменение минерального состава толщ земной коры, вплоть до «уничтожения» ранее образованных рудных веществ, рассеивая и переводя их компоненты в малоподвижное состояние, препятствуя тем самым участию в дальнейшем рудном концентрировании. Поэтому там, где имеются массовые и площадные выделения магнетита и, соответственно, существуют региональные магнитные аномалии, отсутствуют крупные месторождения золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых [5, 6, 20].

5. Перспективными на обнаружение этих месторождений являются немагнитные и слабомагнитные территории и структуры земной коры, формировавшиеся в восстановительных условиях и не подвергавшиеся воздействию вод, насыщенных свободным кислородом, мешающим подвижности и участию веществ в рудообразовании. В их пределах могут находиться и магнетитсодержащие (например, Iron-Oxide-Copper-Gold – IOCG) месторождения, образующиеся при сравнительно локальном участии свободного кислорода. Здесь он не затрудняет извлечение рудных компонентов из их источников (сформировавшихся в восстановительных условиях) и не препятствует рудоотложению [6].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белых В.И., Дунай Е.И., Луговая И.П.* Физико-химические условия формирования железисто-кремнистых пород и богатых железных руд КМА по изотопным данным // *Геология рудных месторождений*. 2007. № 2. С. 165–179.
2. *Докембрийские железорудные формации мира*. – М.: Мир, 1975.
3. *Коржинский Д.С.* Взаимодействие магм с трансмагматическим флюидами // *ЗВМО*. 1974. Ч. 103. Вып. 2. С. 173–178.
4. *Лихачев А.П.* О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // *Геохимия*. 1975. № 10. С. 1459–1474.
5. *Лихачев А.П.* Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным // *Отечественная геология*. 2012. № 6. С. 13–29.
6. *Лихачев А.П.* Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых // *Отечественная геология*. 2013. № 6. С. 40–50.
7. *Лихачев А.П., Кукоев В.А.* О плавнении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах // *Геология рудных месторождений*. 1973. № 5. С. 32–45.

8. Лихачев А.П., Стрижов В.П. О фракционировании изотопов серы сульфидов // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 223–226.
9. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979.
10. Осборн Е.Ф. Реакционный принцип / Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. С. 136–171.
11. Печерский Д.М., Геншафт Ю.С. Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий: обзор. Т. 3. // Российский журнал наук о Земле. 2001. № 2.
12. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
13. Varnekow P. Volcanic Rocks from Central Italy: An Oxygen Isotopic Microanalytical and Geochemical Study. Dissertation. Gottingen. 2000.
14. Best M.G. Igneous and Metamorphic Petrology, 2<sup>nd</sup> Edition. Blackwell Publ. 2003.
15. Bindeman I. Oxygen Isotopes in Mantle and Crustal Magmas as Revealed by Single Crystal Analysis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. Pp. 445–478.
16. Dunn S. R. Stable isotopes in contact metamorphism of carbonate rocks // Teaching Petrology Workshop. Bozeman Montana. July 9–15. 2003.
17. Frietsch. R. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type // Economic Geology. 1978. Vol. 73. Pp. 478–485.
18. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry / Springer-Verlag. New York. 1997.
19. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits a global perspective. Published by Australian Mineral Foundation Inc. PGC Publishing. Adelaide. 2002. Vol. 1.
20. Likhachev A.P. General patterns in the distribution of gold and diamonds deposits, oil and gas fields, and accumulations of other minerals/ Abstracts 35<sup>th</sup> international geological congress. Cape town, S. A., 2016.
21. Mineralogical and isotopic properties of inorganic nanocrystalline magnetites / D.Faivre, P.Agrinier, P.Menguy et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. № 21. Pp. 4395–4403.
22. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, Northern Chile – A discussion / F.Henriquez, H. R.Naslund, J.O.Nystrum et al. // Economic Geology. 2003. Vol. 98. Pp. 1497–1500.
23. Oxygen and Hydrogen Isotope Stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on Crustal / C.Harris, J.J.Pronost, L.D.Ashwal, G.Cawthorn // J. Petrology. 2005. Vol. 46. № 3. Pp. 579–601.
24. Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden / J.O.Nystrum, K.Billstrom, F.Henriquez et al. // GFF. 2008. Vol. 130. Issue 4. Pp. 177–188.
25. Park C.F.Jr. A Magnetite «Flow» in Northern Chile // Econ. Geol. 1961. Vol. 56. Pp. 431–441.
26. Park C.F.Jr., MacDiarmid R. A. Ore Deposits. – San Francisco–London: W. H. Freeman and Company, 1964.
27. Rhodes A.L., Oreskes N. Oxygen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: Evidence of formation from isotopically heavy fluids. Society of Economic Geologists Special Publication. 1999. № 7. Pp. 333–351.
28. Sillitoe R.H., Burrows D.R. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile // Economic Geology. 2002. Vol. 97. Pp. 1001–1109.
29. Taylor H.P.Jr. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1968. Vol. 19. Pp. 1–17.
30. Weis F. Oxygen and Iron Isotope Systematics of the Grangesberg Mining District (GMD), Central Sweden // Uppsala university, Uppsala, 2013.