



О МАГНЕТИТЕ КАК МИНЕРАЛЕ- ИНДИКАТОРЕ КИМБЕРЛИТОВ

С помощью современных физико-минералогических методов изучены состав и физические свойства магнетита из кимберлитовой трубки Бабые Лето Западно-Укукитского поля Якутской алмазоносной провинции, по внешней морфологии зёрен очень сходного с пикроильменитом. Выяснено, что минерал содержит в различных соотношениях изоморфные примеси и по составу отвечает титаномагнетиту. Высказано предположение о первичном (протомагматическом) генезисе титаномагнетита. Показано, что при определённых условиях титаномагнетит (магнетит) может рассматриваться в качестве минерала-индикатора кимберлитов и родственных им пород.

Ключевые слова: титаномагнетит, минералы-индикаторы кимберлита, микрозонд, термомагнитный анализ, кимберлиты.

Среди кимберлитовых минералов магнетит не является редкостью и распространён повсеместно в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) [10, 15]. В основном он находится в виде мелких выделений (сотые доли миллиметра), тонко распылённых в массе породы [9]. Отмечаются и более крупные скопления магнетита неправильной формы размером до нескольких миллиметров [12, 13]. Так, в трубках Верхне-Мунского поля встречаются целые прожилки магнетита мощностью до 1 см, а в трубке Зарница Далдынского поля – крупные одиночные кристаллы или целые друзы из кристаллов октаэдрического габитуса размером до 3–5 см. Все эти выделения магнетита гидротермального генезиса и практически не содержат примесей Cr, Ti, Ni при минимальной примеси Mg [8, 10, 15].

Магнетит в кимберлитах, как правило, вторичного происхождения [6, 10]. Специальные исследования показали, что он образуется при относительно низких термобарических параметрах среды в постмагматическую стадию изменения пород [9]. Нередко магнетит (титаномагнетит) развивается по пикроильмениту в виде каём по периферии зёрен. Данное замещение имеет реакционный генезис [1, 7]. Не исключается и ксеногенная природа магнетита, причём в качестве источников предполагаются породы как корового субстрата, так и более глубокие эклогитового парагенезиса [6].

Следует подчеркнуть, что среди кимберлитовых тел нередко встречаются трубки с довольно высоким содержанием магнетита [2]. Особенно высокими его концентрациями отличаются трубки Бабые Лето, Галенитовая, Рока Западно-Укукитского кимберлитового поля ЯАП (несколько десятков килограмм на 1 т [21]). В трубке Бабые Лето в бороздовой пробе объёмом 20 л содержится до 10–12 тыс. зёрен минерала. Отличительная особенность магнетита из вышеназванных тел – то, что он представлен крупными изометрическими выделениями размером до 1 см, внешне

**Хмельков
Александр Михайлович**

кандидат геолого-минералогических наук¹
ветеран АК «АЛРОСА» (ПАО)
st_56@mail.ru

**Константинов
Константин Михайлович**

доктор геолого-минералогических наук²
заведующий лабораторией³
KonstantinovKM@alrosa.ru

**Власова
Эльвира Александровна**

геолог II категории¹
KulaninaEA@alrosa.ru

**Антонова
Татьяна Анатольевна**

научный сотрудник²
AntonovaTA@alrosa.ru

¹ Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО),
пос. Айхал

² Научно-исследовательское
геологическое предприятие
АК «АЛРОСА» (ПАО),
г. Мирный

³ ФГБУН Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск



Рис. 1. МАГНЕТИТ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БАБЬЕ ЛЕТО (класс -8+4 мм)

очень сходными с пикроильменитом (рис. 1). Значительная часть зёрен имеет первичную преимущественно матированную поверхность, аналогичную микрорельефу, развивающемуся на зёрнах пикроильменита. Примечательно, что в полевых условиях магнетит от пикроильменита часто можно отличить лишь по магнитным свойствам (по вращению стрелки компаса). В отдельных телах (трубка Галенитовая) магнетит – преобладающая минеральная фаза в тяжёлой фракции шлихов, помимо которого установлены лишь единичные зёрна пикроильменита.

Внешняя морфология и топография поверхности зёрен изучались с помощью оптической системы для визуализации и качественной обработки изображений макро- и микроморфологии минералов, включая фотографирование зёрен. Названная система состоит из бинокля Leica MZ16A (Германия), укомплектованного моторизованным штативом, видеокамеры Leica DFC-490 (8 Мп) и рабочей станции с программным комплексом («ImageScore M», «ImageScore Archive», «Leica Application Suite»). Химический состав магнетитов из трубки Бабье Лето исследован электронным микронзондом. Большинство анализов выполнено в ИГАБМ СО РАН г. Якутска, несколько зёрен проанализированы в ОЛО ГРР (ЦАЛ) НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) г. Мирного. Кроме того, в ЦАЛ на современной электронно-зондовой системе «Superprobe JXA-8800R» фирмы «JEOL» (Япония), объединяющей возможности растрового электронного микроскопа высокого разрешения, анализатора изображений и высокочувств-

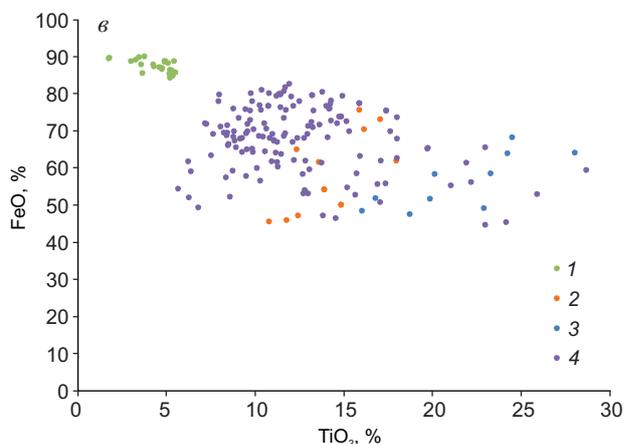
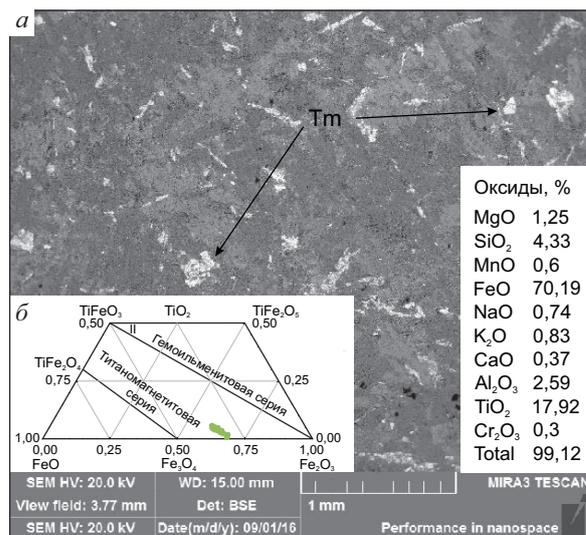


Рис. 2. СРАВНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТИТАНОМАГНЕТИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ БАБЬЕ ЛЕТО С БАЗИТАМИ ЯАП [11, 12, 23]:

а – электронно-микроскопические изображения наноструктур и химический состав титаномagnetитов из долеритов Широного разлома; б – диаграмма Акимото [22]; в – титаномagnetиты (1 – трубка Бабье Лето, 2 и 3 – дайки Вилуйско-Мархинского пояса соответственно Широного и Ботуобинского разломов, 4 – силлы долеритов катангского и кузьмовского интрузивных комплексов, перекрывающих трубку Комсомольская)

вительного микроанализатора, более детально исследована внутренняя часть одного из зёрен магнетита (строение, фазовый и химический составы). По результатам электронно-зондового анализа пересчитан минеральный состав магнетитов. Расчёт сделан с учётом возможного совместного существования ульвошпинелевой и ильменитовой фаз.

Полученные данные сопоставлялись с результатами исследования химического состава титаномагнетитов из разновозрастных базитов ЯАП (рис. 2, а) на автоэмиссионном электронном микроскопе высокого разрешения серии TESCAN MIRA 3 LMU (TESCAN, Чехия) [19]. Для электронной микроскопии поверхность образцов напылялась тонким углеродным слоем толщиной 5–15 нм. Условия проведения анализа: ускоряющее напряжение 10–20 кВ, ток зонда 3300 пА, программное обеспечение Aztec 3.0. Дополнительно применялся детектор BSE (отражённые электроны) в режиме ГЛУБИНА (DEPTH) в целях получения изображений высокого разрешения рельефных образцов.

Термомагнитный анализ основан на эффекте изменения ферромагнитных свойств минералов в результате теплового движения атомов кристаллической решетки. Он позволяет определять точки Кюри ферромагнетиков по графикам зависимости индуцированной намагниченности от температуры: $J_i = f(T)$. Исследования проведены в лаборатории петрофизических методов НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) г. Мирного на анализаторе магнитной фракции (производство магнитной обсерватории ИФЗ РАН, пос. Борок, РФ) по нескольким зёрнам магнетита. Процедура изучения температурной зависимости индуцированной намагниченности J_i предусматривает двойной или тройной цикл нагрева от комнатной температуры до 730°C. Точки Кюри определялись по максимумам на дифференциальных кривых второй производной d^2J_i/dt^2 [4]. Отметим, что термомагнитному анализу подвергались именно те зёрна, которые были исследованы на микрозонде в ЦАЛ, в том числе и внутреннее строение одного из них.

В кимберлитовых телах Западно-Укукитского поля магнетит представлен всеми гранулометрическими классами, от -8+4 до -0,5 мм. В трубке Бабые Лето преобладают зёрна класса -8+4 мм (>50%) при подчинённом количестве зёрен класса -4+0,3 мм (см. рис. 1). Форма зёрен угловатая и угловато-округлая. Большинство магнетитов колотые с плоскораковистым изломом. Часть сколов являются первичными с тонкоматированным рельефом. На некоторых зёрнах наблюдается иризация в виде розовато-синего отлива на свежих сколах. На значительной части зёрен, как правило, менее колотых, прослеживаются первичные поверхности. В основном это матированная поверхность, от тонко- до грубоматированной, которая хорошо

проявлена на отдельных зёрнах. Реже отмечаются мелкошероховатая и бугорчатая поверхности.

Химический состав магнетитов из трубки Бабые Лето приведён в табл. 1. Для них характерна устойчивая примесь магния, хрома и титана. Содержание MgO от 1,33 до 2,11%, составляя в среднем 1,67%, что сопоставимо с количеством магния в обычных кимберлитовых магнетитах низкотемпературного гидротермального генезиса [10, 15]. В то же время несколько повышено по сравнению с гидротермальным магнетитом содержание TiO₂ (в среднем 4,39%), понижено – MnO (в среднем 0,19%) и Al₂O₃ (в среднем 0,04%). Кроме того, в отдельных магнетитах повышено содержание Cr₂O₃ – до 2,61%. Это значение считается высоким даже для кимберлитовых пикроильменитов. Таким образом, по составу данный минерал более соответствует титаномагнетиту.

Пересчёт минерального состава показал, что преобладающим компонентом является магнетитовый (Fe₃O₄), содержание которого варьирует в отдельных зёрнах от 73,8 до 86,5% (в среднем 77,4%). Помимо этого, отмечается относительно высокое содержание ульвошпинелевого (Fe₂TiO₄) и магнезиоферритового (MgFe₂O₄) минералов (в среднем 12,4 и 8,5% соответственно). В виде незначительной примеси присутствуют (%) магнезиохромит (MgCr₂O₄ до 3,86), яacobсит (MnFe₂O₄ до 0,99), в отдельных зёрнах вюстит (FeO до 1,76), шпинель (MgAl₂O₄ до 0,39). При этом полностью отсутствуют ильменитовая и гематитовая составляющие. Шпинелевый минерал зафиксирован только в зёрнах с примесью глинозёма (см. табл. 1).

Одно зерно магнетита из трубки Бабые Лето более детально исследовано на микрозонде от края к краю через центр зерна (табл. 2). В частности, изучено его внутреннее строение и выполнено шесть определений состава по диаметру зерна (через 150 мк). При просмотре изображения зерна в отражённых электронах в режиме фазового контраста выяснено, что оно гомогенное, имеет однородное строение, иные минеральные фазы или структуры распада твёрдого раствора в нём отсутствуют. По составу зерно практически ничем не отличается от других зёрен, анализы которых приведены в табл. 1, особенно от анализов 21–27. Особенностью данного зерна является лишь наличие минимальной примеси хрома. Изученное зерно отличается постоянством состава. Едва заметно выражена зональность по содержанию Cr₂O₃, TiO₂ и

1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГНЕТИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БАБЬЕ ЛЕТО

| №№ п/п | MnO | Cr ₂ O ₃ | MgO | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | FeO | Fe ₂ O ₃ | FeO _{общ.} | Total |
|--------|------|--------------------------------|------|------------------|--------------------------------|------------------|-------|--------------------------------|---------------------|-------|
| 1 | 0,15 | 0,64 | 1,67 | 0,10 | 0,02 | 5,34 | 33,23 | 58,22 | 85,62 | 93,54 |
| 2 | 0,13 | 0,54 | 1,69 | 0,09 | 0,07 | 5,19 | 33,08 | 58,63 | 85,84 | 93,54 |
| 3 | 0,16 | 0,96 | 1,61 | 0,02 | 0,00 | 5,17 | 32,69 | 57,59 | 84,51 | 92,44 |
| 4 | 0,15 | 0,42 | 1,65 | 0,00 | 0,03 | 5,13 | 32,73 | 58,63 | 85,49 | 92,87 |
| 5 | 0,29 | 0,02 | 1,46 | 0,00 | 0,00 | 1,74 | 30,09 | 66,34 | 89,79 | 93,30 |
| 6 | 0,20 | 0,01 | 1,35 | 0,00 | 0,00 | 2,96 | 31,45 | 63,87 | 88,92 | 93,44 |
| 7 | 0,18 | 0,02 | 1,59 | 0,03 | 0,06 | 4,56 | 32,66 | 60,79 | 87,36 | 93,80 |
| 8 | 0,17 | 0,07 | 1,66 | 0,02 | 0,00 | 5,15 | 33,03 | 59,60 | 86,66 | 93,74 |
| 9 | 0,19 | 0,02 | 1,33 | 0,05 | 0,00 | 4,26 | 32,66 | 61,00 | 87,55 | 93,40 |
| 10 | 0,16 | 0,12 | 1,57 | 0,10 | 0,00 | 4,70 | 32,91 | 60,27 | 87,15 | 93,79 |
| 11 | 0,16 | 0,02 | 1,55 | 0,00 | 0,00 | 4,21 | 32,43 | 61,74 | 87,99 | 93,94 |
| 12 | 0,15 | 0,27 | 1,73 | 0,04 | 0,05 | 5,34 | 33,01 | 58,64 | 85,78 | 93,36 |
| 13 | 0,21 | 0,07 | 1,49 | 0,03 | 0,00 | 3,54 | 31,76 | 62,62 | 88,10 | 93,44 |
| 14 | 0,15 | 0,91 | 1,68 | 0,07 | 0,05 | 5,30 | 33,04 | 57,83 | 85,07 | 93,24 |
| 15 | 0,17 | 0,06 | 1,60 | 0,00 | 0,00 | 4,70 | 32,58 | 60,26 | 86,81 | 93,35 |
| 16 | 0,31 | 2,61 | 1,90 | 0,00 | 0,00 | 3,59 | 31,21 | 60,49 | 85,64 | 94,04 |
| 17 | 0,17 | 0,23 | 1,41 | 0,00 | 0,00 | 3,23 | 31,91 | 63,76 | 89,28 | 94,32 |
| 18 | 0,19 | 0,01 | 1,59 | 0,02 | 0,00 | 5,27 | 33,16 | 59,24 | 86,47 | 93,56 |
| 19 | 0,28 | 0,02 | 1,36 | 0,00 | 0,00 | 1,69 | 30,13 | 66,21 | 89,71 | 93,07 |
| 20 | 0,16 | 0,68 | 1,64 | 0,02 | 0,12 | 5,45 | 33,41 | 58,32 | 85,89 | 93,96 |
| 21 | 0,24 | 0,00 | 2,11 | н. о. | 0,11 | 4,85 | 32,84 | 62,33 | 88,92 | 96,22 |
| 22 | 0,20 | 0,00 | 2,00 | н. о. | 0,07 | 4,85 | 32,90 | 62,01 | 88,70 | 95,82 |
| 23 | 0,19 | 0,04 | 1,92 | н. о. | 0,08 | 4,89 | 33,14 | 61,99 | 88,92 | 96,04 |
| 24 | 0,18 | 0,05 | 1,86 | н. о. | 0,08 | 3,41 | 31,85 | 64,76 | 90,13 | 95,71 |
| 25 | 0,16 | 0,15 | 1,49 | н. о. | 0,18 | 5,37 | 34,34 | 60,67 | 88,93 | 96,27 |
| 26 | 0,17 | 0,00 | 2,10 | н. о. | 0,07 | 5,05 | 32,96 | 61,67 | 88,45 | 95,83 |
| 27 | 0,19 | 0,03 | 1,96 | н. о. | 0,07 | 3,70 | 32,12 | 64,64 | 90,28 | 96,22 |
| Мин. | 0,13 | 0,00 | 1,33 | 0,00 | 0,00 | 1,69 | 30,09 | 57,59 | 84,51 | |
| Макс. | 0,31 | 2,61 | 2,11 | 0,10 | 0,18 | 5,45 | 34,34 | 66,34 | 90,28 | |
| Ср. | 0,19 | 0,29 | 1,67 | 0,03 | 0,04 | 4,39 | 32,49 | 61,19 | 87,55 | |

Примечание. Анализы 1–20 выполнены в ИГАБМ СО РАН, аналитик С.К.Попова; 21–27 – в ЦАЛ, аналитик А.С.Иванов (заокисное и окисное железо расчётные).

2. СОСТАВЫ МАГНЕТИТА В ТОЧКАХ ПО ДИАМЕТРУ ЗЕРНА

| №№ п/п | Na ₂ O | TiO ₂ | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | Cr ₂ O ₃ | MnO | FeO _{общ.} | FeO | Fe ₂ O ₃ | Total | Примечание |
|--------|-------------------|------------------|------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|---------------------|-------|--------------------------------|-------|------------|
| 1 | 0,06 | 3,86 | 1,97 | 0,06 | 0,10 | 0,08 | 0,22 | 90,81 | 32,36 | 64,95 | 97,16 | Край |
| 2 | 0,01 | 3,74 | 1,96 | 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,20 | 89,68 | 32,05 | 64,05 | 95,79 | Край |
| 3 | 0,00 | 3,65 | 1,87 | 0,06 | 0,09 | 0,03 | 0,20 | 90,41 | 32,32 | 64,55 | 96,31 | Центр |
| 4 | 0,00 | 3,77 | 2,03 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,22 | 90,34 | 32,25 | 64,56 | 96,53 | Центр |
| 5 | 0,00 | 3,80 | 2,01 | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,20 | 90,38 | 32,34 | 64,50 | 96,62 | Центр |
| 6 | 0,00 | 3,78 | 1,81 | 0,02 | 0,11 | 0,07 | 0,18 | 90,12 | 32,52 | 64,01 | 96,08 | Край |

MgO: в центральной части зерна этих примесей меньше, но незначительно.

На диаграмме Акимото FeO–Fe₂O₃–TiO₂ [22] фигуративные точки составов титаномагнетитов из кимберлитовой трубки Бабье Лето занимают про-

межуточное положение между титаномагнетитовой и гематитовой сериями твёрдых растворов (см. рис. 2, б). В них по сравнению с титаномагнетитами из разновозрастных базитов ЯАП более низкое содержание титана (TiO₂ <7%) и по-

вышенное суммарного железа ($\text{FeO} > 85\%$) [11, 16, 23] (см. рис. 2, в).

Несколько зёрен магнетита из трубки Бабые Лето (см. табл. 1, анализы 21–27) были подвергнуты термомагнитному анализу. Наиболее характерные термомагнитные кривые представлены на рис. 3. Температура Кюри магнетитов колеблется в пределах $480\text{--}520^\circ\text{C}$. Данная температура существенно отличается от температуры Кюри чистого стехиометрического магнетита (578°C) [5, 14]. В то же время температура Кюри магнетитов из трубки Бабые Лето отличается от таковой и для обычного (вторичного) кимберлитового магнетита ($560\text{--}570^\circ\text{C}$), приближаясь к температуре трапповых титаномагнетитов ($500\text{--}520^\circ\text{C}$) [11, 17]. Известно, что точка Кюри, как и размеры элементарной ячейки, зависит от состава твёрдого раствора [18]. Смещение точки Кюри в область более низких температур, по-видимому, объясняется наличием ульвошпинелевой фазы в составе минерала. Кроме того, на термомагнитной кривой первого нагрева выделяются дополнительные характеристические участки в области $80\text{--}220$ (см. рис. 3, а, б) и $480\text{--}520^\circ\text{C}$ (см. рис. 3, б). Дополнительные участки могут служить отличительным признаком кимберлитовых титаномагнетитов от трапповых, и их появление обусловлено присутствием различных изоморфных примесей в кристаллической структуре минерала [10], в первую очередь хрома. Незначительная амплитуда этих участков может свидетельствовать о невысоком содержании изоморфных примесей, что подтверждается данными микросондового анализа. При более значительном их содержании дополнительные характеристические участки лучше выражены. На относительное «загрязнение» магнетита также указывает не резкий, а расплывчатый спад намагниченности в области температуры Кюри. На рис. 3 видно, что термомагнитная кривая, приближаясь к температурной оси в области температуры Кюри, не касается её, а на каком-то отрезке располагается как бы параллельно на небольшом расстоянии (обычно до 700°C). Эта особенность титаномагнетитов говорит о том, что они не являются абсолютными ферримагнетиками и в их структуре присутствует парамагнитная составляющая [4]. Наличие «парамагнитного фона» часто наблюдается и у трапповых титаномагнетитов и может быть отличительной особенностью титаномагнетитов от относительно чистого магнетита, в том числе кимберлитового (вторичного).

Таким образом, мнение о том, что кимберлитовый магнетит отличается от траппового титаномагнетита по точкам Кюри [17], справедливо лишь в отношении вторичного (гидротермального) магнетита без существенных изоморфных примесей в его структуре. Как показано выше, в кимберлитах могут присутствовать выделения магнетита с различным содержанием изоморфных примесей, по составу отвечающих титаномагнетитам, точка Кюри которых будет такой же, как и у трапповых. Отличительной особенностью кимберлитового титаномагнетита от траппового в этом случае может служить наличие дополнительных характеристических участков на термомагнитных кривых (см. рис. 3). Однако, не следует забывать, что существенные примеси могут содержать и трапповые титаномагнетиты. К примеру, в пикритовых габбродолеритах из дифференцированных интрузий Норильского рудного района титаномагнетиты содержат до $4\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ [20]. Отличить такие титаномагнетиты от кимберлитовых по физическим свойствам, по-видимому, практически невозможно. В этом случае отличительными особенностями титаномагнетитов из кимберлитов могут служить их морфологические особенности, в первую очередь размер зёрен, а также наличие первичных поверхностей. Для траппов не характерны крупные выделения данного минерала, тем более наличие магматогенных поверхностей.

Следует подчеркнуть, что содержание своеобразных крупных выделений магнетита в столь высоких концентрациях в кимберлитах, по составу и физическим свойствам отвечающим титаномагнетиту, – явление не совсем обычное. Наличие первичных поверхностей свидетельствует о глубинном (магматическом) происхождении. Большое сходство крупных выделений титаномагнетитов по внешней морфологии зёрен с пикроильменитом создаёт впечатление о их образовании за счёт последнего. Нами не раз наблюдались в составе реакционных каём новообразованные фазы от магнетита до ферришпинелей сложного состава. Развитие магнетита и титаномагнетита по зёрнам пикроильменита отмечалось и другими исследователями [1, 5, 7, 8, 15]. В общем развитие реакционных каём по периферии зёрен пикроильменита – явление достаточно распространённое и осуществляется в позднемагматическую стадию в связи с неустойчивостью минерала в кимберлитовом расплаве. По оценкам некоторых исследователей [1,

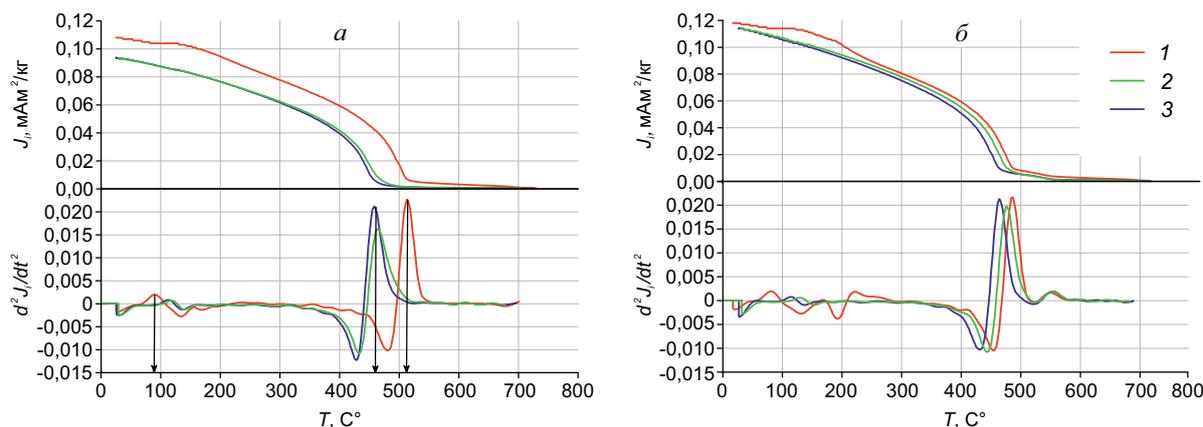
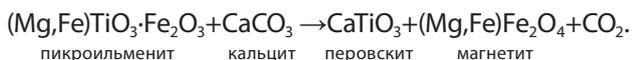


Рис. 3. ТИПИЧНЫЕ ТЕРМОМАГНИТОГРАММЫ ИНДУЦИРОВАННОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ (J) И ГРАФИКИ ВТОРОЙ ПРОИЗВОДНОЙ (d^2J/dt^2) ТИТАНОМАГНЕТИТОВ ИЗ ТРУБКИ БАБЬЕ ЛЕТО:

1, 2, 3 – этапы нагрева

21], для образования магнетита по пикроильмениту, прежде всего, необходимы высокий потенциал кальция и температура $>900^\circ\text{C}$. Реакция происходит по следующей схеме:



Примечательно, что в новообразованном магнетите (титаномагнетите) содержание оксида хрома, как правило, существенно выше, чем в пикроильмените. Можно, конечно, допустить, что при достаточной интенсивности процесса замещения в определённых условиях пикроильменит полностью замещается вторичными продуктами, в том числе и титаномагнетитом. Нечто подобное наблюдалось на пикроильменитах из трубки Хоркич (Эвенкия), когда неизменённый пикроильменит присутствовал лишь в центральной части зерна или в виде небольших участков по всей площади. Такое интенсивное замещение, пожалуй, возможно лишь при длительном становлении кимберлитовых тел и постепенном снижении P - T параметров. Но длительное нахождение минерала в условиях высоких температур привело бы к распаду твёрдого раствора в его структуре. Как уже отмечалось (см. табл. 2), титаномагнетиты имеют однородное строение и других минеральных фаз в его структуре не зафиксировано. Не исключено, что титаномагнетит в данном конкретном случае имеет первичное протоматическое происхождение, и его кристаллизация из кимберлитового расплава происходила в условиях повышенного окисли-

тельного потенциала среды минералообразования и высокой фугитивности кислорода. При достаточно высоких значениях данных параметров и возрастании роли Fe^{3+} в системе магнетит может преобладать над пикроильменитом. Не исключено, что при дальнейшем повышении данных параметров может остаться лишь одна окисная фаза – магнетит, при полном отсутствии пикроильменита. Учитывая, что первичный гипогенный магнетит возникает при температуре $>1200^\circ\text{C}$ [9], образование титаномагнетита в этом случае также должно происходить при достаточно высоких температурах.

Любая из рассмотренных схем образования титаномагнетита крайне неблагоприятна для сохранности алмазов, поскольку именно при таких условиях в наибольшей степени проявляются процессы окисления алмазов (растворение или полное сгорание). Поэтому повышенное содержание в кимберлитах магнетита (титаномагнетита) магматического генезиса (протоматического или реакционно-магматического) является отрицательным фактором алмазоносности.

Бесспорно, что для выяснения условий, места и времени образования магнетитов в кимберлитах, подобных титаномагнетиту из трубки Бабые Лето, необходимы специализированные, более глубокие исследования. Следует лишь отметить, что при некоторых условиях титаномагнетит может использоваться в качестве минерала-индикатора кимберлитов при поисках кимберлитовых или родственных тел. К примеру, в ореолах и потоках

рассеяния от кимберлитовых тел с незначительным содержанием традиционных глубинных минералов может фиксироваться только магнетит [21]. Кроме этого, обладая хорошей устойчивостью к химическому выветриванию, превышающей химическую устойчивость гранатов, магнетит должен хорошо сохраняться и в промежуточных коллекторах. Таким образом, появляется дополнительная потенциальная возможность использования данного минерала при поисках по древним ореолам рассеяния в качестве нетрадиционного минерала-индикатора кимберлитов. Отличительные особенности первичного (магматического) магнетита (титаномагнетита) кимберлитового генезиса – его повышенная гранулометрия и наличие первичных поверхностей на слабо изношенных зёрнах. Для первичных магнетитов нередко характерны изоморфные примеси, которые по результатам более экспрессного и дешёвого термомагнитного анализа будут наблюдаться в виде дополнительных характеристических участков на термомагнетограммах J_i . Учитывая наличие первичных поверхностей, к магнетиту вполне применима такая же шкала сохранности, как и для обычных минералов-индикаторов кимберлитов. Обладая почти одинаковой твёрдостью с пикроильменитом, он будет подвергаться примерно тем же механогенным изменениям в процессе формирования ореолов, а распределение титаномагнетита относительно коренного источника будет подчиняться тому же экспоненциальному закону [3].

При поисковых работах в пределах Западно-Укукитского кимберлитового поля магнетит довольно часто использовался в качестве минерала-индикатора кимберлитов, путём прослеживания которого осуществлялся выход на отдельные тела. Как правило, это трубки с бедным содержанием традиционных глубинных минералов (трубки Рока, Галенитовая, Аномалия 205/78 и др.). На склонах ниже данных тел, кроме магнетита, другие кимберлитовые минералы в ореолах шлихами не фиксировались и только при выходе в место расположения кимберлитового тела, непосредственно в элювии над трубкой, встречались единичные зёрна пикроильменита или хромшпинелида, иногда пироба. В пределах Западно-Укукитского поля при заверке аэромагнитных аномалий по магнетиту оконтурено несколько ореолов кимберлитовой природы (аэромагнитные аномалии 73/65, 188/78, 119/78, 131/78, 154/78 и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амшинский А.Н.* Минералы-спутники алмазов из кимберлитов Далдыно-Алаakitского района: Автореф. дисс. канд... геол.-минер. наук. – Новосибирск, 1985.
2. *Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции / С.И.Костровицкий, З.В.Специус, Д.А.Яковлев и др.* – Мирный: Типография ООО «МГТ», 2015.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «Гео»; Изд-во СО РАН, 2001.
4. *Буров Б.В., Ясонов П.Г.* Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1979.
5. *Гаранин В.К.* Состав и магнитные свойства оксидов из кимберлитов юго-западной окраины Анабарского щита // Исследования высокобарических минералов: ИФЗ АН СССР. М., 1987. С. 108–149.
6. *Геология и генезис алмазных месторождений / Б.М.Владимиров, Ю.М.Дауев, Б.М.Зубарев и др.* – М.: ЦНИГРИ, 1989. Кн. 1.
7. *Геология и генезис алмазных месторождений / Б.М.Владимиров, Б.М.Зубарев, Ф.В.Каминский и др.* – М.: ЦНИГРИ, 1989. Кн. 2.
8. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983.
9. *Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
10. *Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П.* Вторичные минералы кимберлитов. – Киев: Наукова думка, 1987.
11. *Константинов К.М.* Магнетизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилюйской и Тунгусской синеклиз Сибирской платформы: Автореф. дисс... д-ра геол.-минер. наук. – Иркутск, 2014.
12. *Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Амиржанов А.А.* Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350–371.
13. *Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Ротман А.Я.* О происхождении кимберлитов // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 2. С. 236–240.
14. *Минералогическая энциклопедия.* Пер. с англ. / Под ред. К.Фрея. – Л.: Недра, 1985.
15. *Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А.П.Бобриевич, И.П.Илупин, И.Т.Козлов и др.* – М.: Недра, 1964.
16. *Петромагнитные неоднородности пермтриасовых траппов Далдыно-Алаakitского алмазоносного райо-*

- на (Западная Якутия) / К.М.Константинов, С.Г.Мишен-ин, М.Д.Томшин и др. // Литосфера. 2014. № 2. С. 77–98.
17. Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. – Якутск, 1995.
 18. Природа метаморфизма / Под ред. У.С.Питчера, Г.У.Флинна. – М.: Мир, 1967.
 19. Руд С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. – М.: Техносфера, 2008.
 20. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. – Новосибирск: Наука, 1977.
 21. Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). – Новосибирск: Изд-во АРТА, 2008.
 22. Akimoto S. Magnetic properties of FeO-Fe₂O-TiO₂ system as a basis of rock magnetism // Journal of the Physical Society of Japan 17 (Suppl. B-1). 1962. P. 84–97.
 23. Petro- and paleomagnetic characteristics of the structural-material complexes of the diamond mining of the Nyurbinskaya pipe (Middle Markha district, West Yakutia) / К.М.Константинов, А.А.Яковлев, Т.А.Антонова et al. // Geodynamics & Tectonophysics 8 (1). 2017. P. 135–169.

MAGNETITE: KIMBERLITE INDICATOR MINERAL

А.М.Хмельков¹, К.М.Константинов^{2,3}, Е.А.Власова¹, Т.А.Антонова²
 (¹ JSC ALROSA Vilyui prospecting crew (PJSC), Ihal; ² JSC ALROSA Research Geological Enterprise, Mirny; ³ FSBIS Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk)

Modern physical and mineralogical methods helped to study composition and physical properties of magnetite (Baby Leto kimberlite pipe, Zapadno-Ukukitskoye field, Yakutian diamondiferous province), its grain morphology is very similar to picroilmenite. It was found that the mineral contains various ratios of isomorphous admixtures and its composition corresponds to that of titanomagnetite. Primary (protomagmatic) titanomagnetite genesis is suggested. The paper shows that, under certain conditions, titanomagnetite (magnetite) can be viewed as kimberlite and related rocks indicator mineral.

Keywords: titanomagnetite, kimberlite indicator minerals, microprobe, thermomagnetic analysis, kimberlites.

