

## ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ МАГНЕТИТОВЫХ РУД В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ И МИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ

(на примере Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения)

**В.В. Бахтерев, А.Ж. Кузнецов\***

*Институт геофизики УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, Россия*

*\* Уральский государственный горный университет, 620144, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30, Россия*

Физическими, минералого-петрографическими методами изучены образцы магнетитовых руд Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения различного парагенезиса и минерального состава. Получены температурные кривые электрического сопротивления в интервале 20—800 °С образцов руды, состоящей на 80—90 % из магнетита. По характеру температурных кривых и величине электрического сопротивления выделены три группы образцов: бессульфидные, сульфидсодержащие (пирротин) и «оспенные» руды.

Установлены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации  $E_0$  и коэффициент электрического сопротивления  $\lg R_0$ ). Для исследованных образцов магнетитовых руд всех минеральных типов выявлена линейная связь между  $E_0$  и  $\lg R_0$  вида  $\lg R_0 = a - bE_0$ . Коэффициент  $a$  изменяется от 1.92 до 4.80 в зависимости от типа и минерального состава магнетитовой руды. Коэффициент  $b$  практически одинаков и равен 6.65 для всех исследованных образцов. Фигуративные точки в координатах  $E_0$ ,  $\lg R_0$  исследованных образцов расположены в области, ограниченной прямыми  $\lg R_0 = 4.80 - 6.65E_0$  и  $\lg R_0 = 1.92 - 6.65E_0$ .

В выделенной области отдельную группу составляют образцы магнетитовых руд скарнового и гидросиликатного парагенезиса с видимыми включениями пирротина, а также образцы «оспенных» руд. Внутри этой группы руды также разделяются в зависимости от парагенезиса: гранат-магнетитовые (скарновый парагенезис); эпидот-хлорит-магнетитовые (гидросиликатный парагенезис); пироксен-магнетитовые, ортоклаз-магнетитовые («оспенные» руды).

*Электрическое сопротивление, высокая температура, энергия активации, магнетит, генезис, типы руд.*

## HIGH-TEMPERATURE CONDUCTIVITY OF MAGNETITE ORES IN RELATION TO THEIR GENESIS AND MINERAL COMPOSITION

(by the example of the Goroblagodatskoe skarn-magnetite deposit)

**V.V. Bakhterev and A.Zh. Kuznetsov**

Samples of magnetite ores of different parageneses and mineral compositions from the Goroblagodatskoe skarn-magnetite deposit were studied by physical and mineralogo-petrographic methods. Electrical-resistance curves were obtained for an ore containing 80–90% magnetite for the temperature range 20–800 °C. Three groups of samples were recognized according to the pattern of temperature curves and electrical resistance: sulfide-free, sulfide-containing (pyrrhotite), and variolitic ores.

The parameters of high-temperature conductivity (activation energy  $E_0$  and coefficient of electrical resistance  $\lg R_0$ ) have been determined. A linear relationship between  $E_0$  and  $\lg R_0$  ( $\lg R_0 = a - bE_0$ ) has been established for magnetite ores of all mineral types. The coefficient  $a$  varies from 1.92 to 4.80 depending on the type and mineral composition of magnetite ores. The coefficient  $b$  is nearly constant for all studied samples, 6.65. The figurative points of the samples in the  $E_0 - \lg R_0$  coordinates lie in the field bounded by the straight lines  $\lg R_0 = 4.80 - 6.65E_0$  and  $\lg R_0 = 1.92 - 6.65E_0$ .

The samples of magnetite ores of the skarn and hydrosilicate paragenesis with visible pyrrhotite inclusions and samples of variolitic ores form an individual group in the above field. Within the group, the ores are also subdivided into garnet-magnetite (skarn paragenesis), epidote-chlorite-magnetite (hydrosilicate paragenesis), pyroxene-magnetite, and orthoclase-magnetite (variolitic ores).

*Electrical resistance, high temperature, activation energy, magnetite, genesis, types of ores*

## ВВЕДЕНИЕ

Скарново-магнетитовые месторождения составляют в настоящее время основу сырьевой базы черной металлургии Урала. Месторождения гидротермально-скарновой формации формировались на протяжении длительного времени и отличаются сложной геологической обстановкой. Несмотря на использование целого ряда поисковых критериев на различных стадиях геолого-разведочных работ, оцен-

ка перспектив месторождения чрезвычайно затруднена [Кассандров и др., 2003]. Сложная многостадийная обстановка минералообразования отразилась на составе и строении магнетита.

Кристаллическая структура природного минерала по степени совершенства заметно отличается от структуры идеальных кристаллов наличием многочисленных искажений и дефектов. Эти черты реальных кристаллов варьируют для одного и того же минерального вида от месторождения к месторождению и относятся к числу типоморфных особенностей минералов [Чернышева и др., 1981; Типоморфизм..., 1989]. Более того, «разные генерации одного и того же минерала, возникающие на последовательных этапах и стадиях формирования одного месторождения, всегда различаются между собой по составу, формам и размерам выделений, структурным характеристикам, физическим свойствам» [Типоморфизм..., 1989, с. 17]. Магнетит, кристаллизуясь в различных термодинамических и физико-химических условиях, в своем химическом составе и кристаллической структуре несет информацию об этих условиях [Баклаев, Бочарникова, 1978; Типоморфизм..., 1989]. Набор физических свойств минерала, несущих такую информацию, разнообразен (это в основном магнитные свойства). Использование магнитных характеристик позволяет решать ряд геологических задач, включая поиски и разведку полезных ископаемых [Чернышева и др., 1981]. Тем не менее интерес к магнетиту как минералу-индикатору не ослабевает. Открываются его новые неиспользованные ранее свойства. Важное место в ряду типоморфных признаков могут занять электрические свойства, в том числе при высоких температурах. Электропроводность минералов и горных пород сильно зависит от температуры нагрева. Разнообразие ассоциаций минералов, структурных и текстурных особенностей обуславливает широкий диапазон значений их электрического сопротивления, особенности механизма электропроводности и, как следствие, неодинаковый характер зависимости от температуры [Бахтерев, 2008]. Ранее [Бахтерев, 2009] были выполнены оценочные исследования высокотемпературной электропроводности отдельных образцов магнетитовой руды (с содержанием магнетита 90—96 %) из ряда железорудных месторождений (Новопесчанское, Естюнинское, Таштагольское, Абаканское, Магнитогорское). Исследованные образцы отличаются по структуре, текстурным особенностям, минеральному составу, генезису. По величине электрического сопротивления при нормальной температуре исследованные образцы различаются на 7—8 порядков. При 800 °С различие сокращается до двух порядков. Во всем температурном интервале характер кривых отдельных образцов меняется различным и сложным образом. Для области 450—650 °С были определены параметры высокотемпературной электропроводности  $E_0$  и  $\lg R_0$ . Графическое изображение этой связи в координатах  $E_0$ — $\lg R_0$  обнаруживает обширное поле распределения фигуративных точек, которое вбирает в себя результаты исследования образцов всех пяти месторождений. Для исследованных образцов  $E_0$  меняется от 0.1 до 1 эВ;  $\lg R_0$  — от -2 до 3.5. На этом поле выделяются участки фигуративных точек с координатами  $E_0$ ,  $\lg R_0$ , характерные для конкретных месторождений. Поля точек некоторых месторождений совпадают или частично перекрываются.

Цель настоящей работы — исследовать температурную зависимость электрического сопротивления образцов магнетитовых руд Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения различного парагенезиса, минерального состава, генетического типа; определить их электрические параметры (энергию активации  $E_0$  и коэффициент электрического сопротивления  $\lg R_0$ ), установить характер этого распределения.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРОБЛАГОДАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

По геологии, минералогии Гороблагодатского месторождения имеется обширная литература, например [Скарново-магнетитовые..., 1989; Скарны..., 2005].

Месторождение находится на северной окраине Тагило-Баранчинского плутона и вместе с Северо-Гороблагодатским месторождением и Восточно-Гороблагодатским образует единое рудное поле, которое протягивается от контакта с Кушвинской интрузией на 5.5 км к северу при ширине 3 км. Рудные тела и вмещающие их породы образуют моноклиналичную структуру и погружаются к северо-востоку от Кушвинского сиенитового массива. На юго-западе рудные тела выходят на поверхность.

Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических преобразований железорудных месторождений скарнового типа, последовательность и физико-химические условия их образования детально рассмотрены в ряде классических работ [Овчинников, 1960; Жариков, 1968; Коржинский, 1993]. Тем не менее генетическая природа, геологическая позиция и вопросы формационно-фациального анализа метаморфических процессов, в том числе для Гороблагодатского месторождения, остаются во многом неясными и дискуссионными [Баклаев, 1973; и др.]. Очевидно, что они полигенны и многообразны, сменяясь, создают сложную гетерогенную картину.

В настоящее время существуют две основные точки зрения на генезис месторождения. Классическая контактово-метасоматическая гипотеза [Овчинников, 1960; Жариков, 1968; Коржинский, 1993; и

др.], в рамках которой основную роль в накоплении полезного ископаемого играют интрузивные образования, прорывающие вулканогенно-осадочные отложения. Полигенная, согласно которой первично вулканогенно-осадочные руды скарнируются внедряющимися в последующем интрузивами [Булашевич и др., 1981; Рудницкий, Кузнецов, 2003].

На Гороблагодатском месторождении выделяют несколько этапов метаморфических и метасоматических преобразований: пегматоидную собирательную перекристаллизацию с образованием пироксен-калишпатовых, пироксен-скаполитовых метасоматитов и пироксен-калишпат-магнетитовых руд, получивших название «оспенных» [Овчинников, 1960; Бетехтин и др., 1964]; скарнирование, отвечающее условиям формирования и парагенезисам формации известковых скарнов; зеленокаменные преобразования, соответствующие фациям зеленых сланцев, пумпеллиит-пренитовой и цеолитовой.

По данным [Железородная..., 1998], на месторождении выделяют два типа руд: скарновой и «оспенной». Скарновые руды пользуются широким распространением, слагая большинство рудных тел. По содержанию железа выделяют магнетитовые руды ( $Fe > 45\%$ ); гранат-магнетитовые ( $Fe = 30—45\%$ ) и магнетит-гранатовые ( $Fe = 25—30\%$ ).

«Оспенные» руды характеризуются пироксен-ортоклаз-магнетитовым (красные «оспенные» руды), пироксен-магнетитовым, скаполит-магнетитовым (серые «оспенные» руды) парагенезисами и повышенными содержаниями титана и ванадия. Эти руды пространственно связаны с контактовой зоной Кушвинской сиенитовой интрузии, дайками микросиенитов и сиенит-порфиров и самостоятельных рудных тел не образуют. По содержаниям железа «оспенные» руды подразделяются на богатые ( $Fe = 30—45\%$ ) и бедные ( $Fe = 25—30\%$ ).

Один из авторов настоящей статьи А.Ж. Кузнецов [Кузнецов, 2003а] впервые в отдельную группу выделил руды, характеризующиеся парагенезисом магнетита с хлоритом, кальцитом, эпидотом и отчасти актинолитом. Они отличаются от скарновых и «оспенных» руд текстурно-структурными особенностями, химическим составом. По примеру магнетитовых месторождений Тургая, описанных в работе [Дымкин, Пругов, 1980], они условно названы «гидросиликатными».

«Оспенные», скарновые и гидросиликатные руды не отличаются набором элементов-примесей, но отличаются их содержаниями. Наиболее чистым является магнетит «оспенных» руд, содержание марганца, магния и алюминия — наименьшее среди руд Гороблагодатского месторождения, но при этом резко увеличено количество титана и ванадия. Скарновые руды характеризуются пониженными содержаниями титана и ванадия, высокими содержаниями алюминия и марганца. Для гидросиликатных руд свойственны минимальные значения титана, ванадия и магния, что является их отличительной чертой.

Особо следует сказать о присутствии сульфидной минерализации на месторождении, представленной преимущественно пиритом с примесью значительно уступающих по количеству других минералов, содержащих серу, прежде всего халькопирита, сфалерита, пирротина [Нечкин и др., 2000; Кузнецов, 2003б]. Руды с сульфидами подразделяются на пирит-магнетитовую и халькопирит-пирит-магнетитовую ассоциации. Распределение сульфидов исключительно неравномерно: существуют места с преобладанием их над магнетитом или участки с единичными зёрнами, фиксируемыми только под микроскопом. Однако установлены «общие особенности размещения сульфидно-магнетитовых руд: удаленность от контакта активной интрузии, предпочтительное расположение в меньших по мощности рудных телах, фланговая позиция в отстоящих от интрузии рудных телах» [Нечкин и др., 2000, с. 260]. Выявлена также общая закономерность, выраженная в повышении концентрации сульфидов в рудах с удалением от Кушвинского сиенитового интрузива.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБРАЗЦЫ

Методика определения электропроводности образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана ранее [Бахтерев, 2000, 2008]. Образцы для исследований вырезали в форме кубика с ребром 0.02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через каждые  $10^\circ$  в интервале температур 20—800 °С. Скорость нагревания 0.066 град/с. Температуру в системе определяли платиноплатинородиевой термопарой, расположенной на расстоянии 0.01 м от образца. Измерения электропроводности осуществляли на постоянном токе. Измерительный прибор — тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до  $10^{14}$  Ом и относительной ошибкой измерений от  $\pm 2.5$  до 4 % в конце диапазона. Для определения электрических параметров температурные кривые электропроводности были построены в координатах  $\lg R$ ,  $1/T$ . Энергия активации  $E_0$  определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой  $\lg R = f(1/T)$  в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая  $\lg R = f(1/T)$  не искажена аномальными эффектами. Этому условию удовлетворяет окрестность температуры магнитного превращения (точка Кюри). Исследование электрических свойств в области точки Кюри представляет также самостоятельный интерес. Электрические параметры могут быть ис-

пользованы при оценке особенностей магнитных превращений в этого рода материалах [Белов, 1958]. Коэффициент электрического сопротивления  $\lg R_0$  определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой  $\lg R = f(1/T)$  на оси ординат.

Образцы магнетитовой руды разного минерального состава, различной текстуры, разного генезиса отобраны из карьера Центральный. Всего отобрано 29 образцов, из них 10 с видимыми вкраплениями сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин). Из каждого образца вырезано и исследовано по два кубика (всего исследовано 58 кубиков-образцов).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В качестве примера на рис. 1 приведены кривые  $\lg R = f(T)$  некоторых образцов магнетитовых руд. По величине электрического сопротивления при нормальной температуре все исследованные образцы различаются на 5—6 порядков. При 800 °С различие сокращается до двух порядков. Во всем температурном интервале характер зависимости для отдельных образцов изменяется различным и сложным образом. Примечательно то, что разброс сопротивлений отдельных образцов почти столь же велик, как и для образцов всех месторождений, исследованных ранее [Бахтерев, 2009], хотя характер температурных кривых отличается своеобразием. Особенностью температурных кривых образцов магнетитовой руды с вкраплениями сульфидов является резкое (на полтора-два порядка) изменение электрического сопротивления в интервале 200—400 °С. Это электропроводность сульфидов весьма чутко реагирует на фазовую и структурную перестройку минералов [Белов, 1958; Овчинников, Кривошеин, 1972; Селиванов и др., 2008]. Характер температурных кривых электрического сопротивления образцов сульфидных минералов (пирита, халькопирита в соотношении 1:1, 1:2, 2:1 и пирротина) показан на рис. 2. При этом в случае, когда сульфиды в магнетитовой руде представлены пиритом и халькопиритом, заметного изменения (увеличения или уменьшения) сопротивления мы не обнаружили (в нашем распоряжении был лишь один такой образец магнетитовой руды гнездовой текстуры). В образцах с вкраплениями пирротина сопротивление скачком уменьшается на 1—2 порядка (см. рис. 1, а, б; кривые 324а, 360г). На электропроводность магнетитовой руды с вкраплениями сульфидных минералов наряду с их содержанием оказывает влияние структурный фактор. Если вкрапления изолированы друг от друга, то они не влияют на электропроводность, независимо от их содержания [Бахтерев, 2008]. Вероятно, в нашей коллекции оказался такой образец.

В области температуры Кюри на кривых всех исследованных образцов магнетитовых руд наблюдается прямолинейный участок, прямые испытывают заметный излом, который приходится на точку Кюри. Положение и протяженность прямолинейного участка на температурной кривой для отдельных образцов имеет разное значение, что, вероятно, связано с их минеральным составом. Для области 450—650 °С были определены параметры высокотемпературной электропроводности  $E_0$  и  $\lg R_0$  всех исследованных образцов. Результаты приведены на рис. 3, 4, где показана связь между  $E_0$  и  $\lg R_0$  исследованных образцов магнетитовых руд. Чтобы не загромождать рис. 4, на нем показана только часть результатов. Для некоторых образцов при исследовании двух кубиков были получены одинаковые или очень близкие значения параметров. В этом случае на рисунок вынесено только одно значение  $E_0$ ,  $\lg R_0$  (одного кубика).

Графическое изображение связи  $\lg R_0 = f(E_0)$  в координатах  $E_0$ — $\lg R_0$  обнаруживает обширное поле распределения фигуративных точек, которое вбирает в себя результаты исследования всех образцов. На этом поле можно выделить несколько областей, в каждой из которых руда представлена определенным минеральным составом и парагенезисом: магнетитовая руда с заметным содержанием пирротина; слоис-

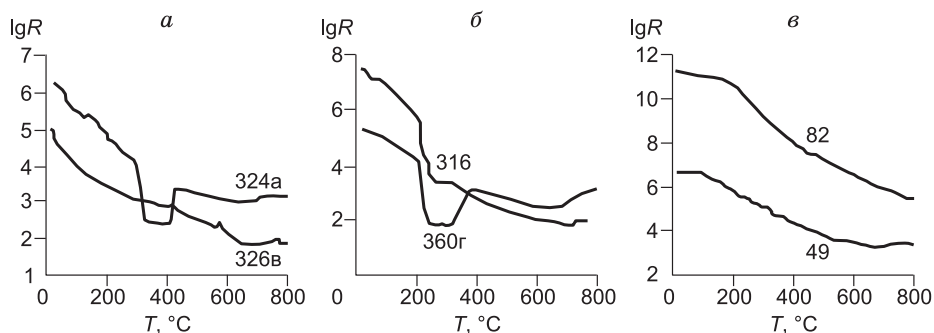
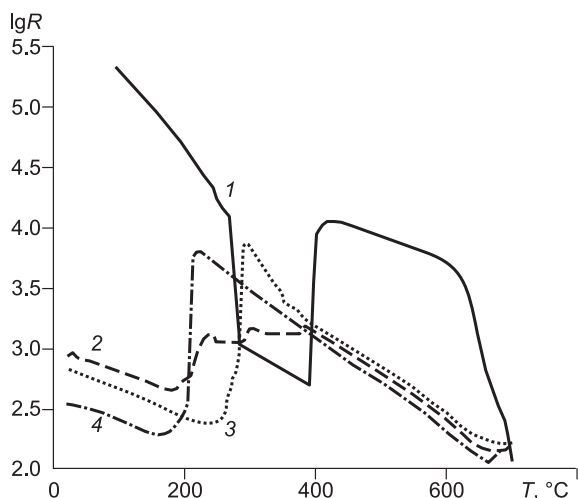


Рис. 1. Температурные кривые электрического сопротивления образцов магнетитовых руд.

а — гранат-магнетитовая руда (скарновый парагенезис); б — эпидот-хлорит-магнетитовая руда (гидросиликатный парагенезис); в — ортоклаз-магнетитовая руда («оспенные» руды). Числа около кривых — номера образцов. Здесь и на рис. 2—4 электрическое сопротивление  $R$ , Ом.

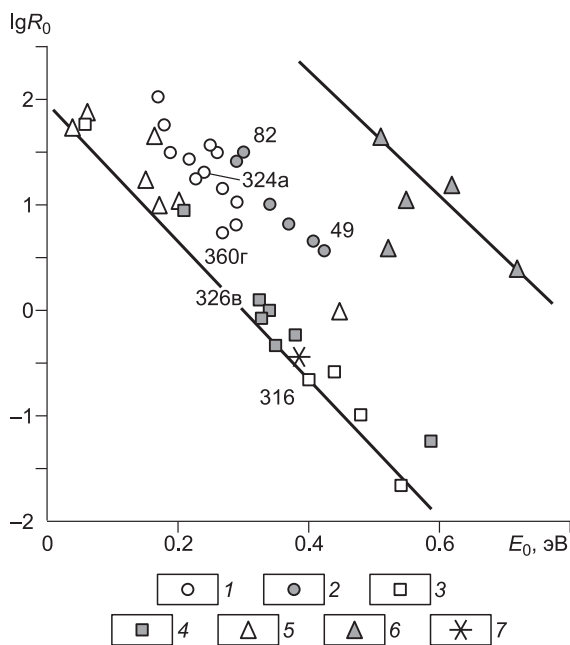


**Рис. 2. Температурные кривые электрического сопротивления образцов минералов сульфидов.**

1 — пирротин с отдельными вкраплениями пирита; 2—4 — пирит + халькопирит в разных соотношениях.

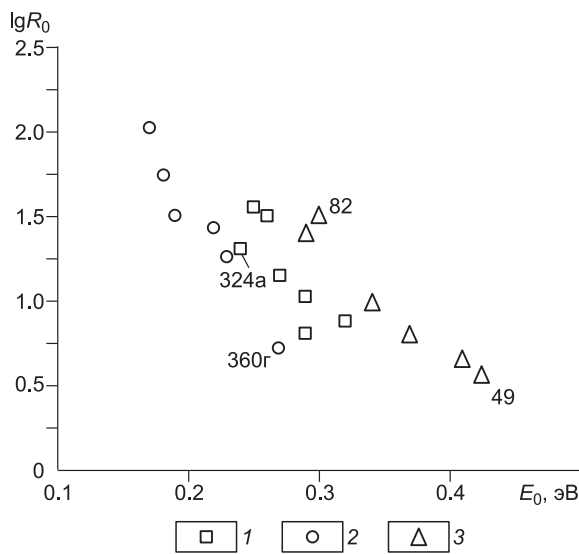
$\lg R_0 = f(E_0)$  связано с минеральным составом и генетическими условиями исследованных образцов магнетитовой руды. Отметим также, что бессульфидные руды эпидот-хлорит-магнетитовые, гранат-магнетитовые и пироксен-ортоклаз-магнетитовые пятнистой текстуры по своим электрическим параметрам укладываются на одну прямую, как бы формируя ее разные участки. Это руды скарного и гидросиликатного парагенезиса. Сюда же попадает единственный образец с сульфидами (пирит+халькопирит) гнездовой текстуры. Другую группу составляют образцы руд с заметным содержанием пирротина: гранат-магнетитовые руды (скарновый парагенезис), эпидот-хлорит-магнетитовые руды (гидросиликатный парагенезис). Аналогичную картину наблюдаем для исследованных «оспенных» руд (пироксен-магнетитовые, ортоклаз-магнетитовые). Слоистая магнетитовая руда с гранатом составляет отдельную группу.

тая магнетитовая руда с гранатом; «оспенные» руды и все остальные типы руд (см. рис. 3). Для каждого типа руд прослеживается связь между электрическими параметрами, которую можно выразить в виде  $\lg R_0 = a - bE_0$ , где  $a$  и  $b$  — коэффициенты. Для исследованных образцов все фигуративные точки расположены в области, ограниченной прямыми линиями  $\lg R_0 = 4.80 - 6.65E_0$  и  $\lg R_0 = 1.92 - 6.65E_0$  (см. рис. 3). При этом значения параметров находятся в интервалах:  $E_0$  — от 0.07 до 0.73 эВ,  $\lg R_0$  — от -1.75 до 2.10. Положение точек с координатами  $E_0$ ,  $\lg R_0$  в области



**Рис. 3. Связь между  $E_0$ ,  $\lg R_0$  исследованных образцов магнетитовых руд.**

1 — гранат-магнетитовая, эпидот-хлорит-магнетитовая с пирротинном; 2 — ортоклаз-магнетитовая («оспенная»); 3 — эпидот-хлорит-магнетитовая; 4 — гранат-магнетитовая; 5 — пироксен-ортоклаз-магнетитовая пятнистой текстуры; 6 — слоистая магнетитовая с гранатом; 7 — магнетитовая руда с сульфидами (пирит + халькопирит), гнездовой текстуры. Линии — прямые корреляции  $\lg R_0 = a - bE_0$ . Около некоторых точек выписаны номера образцов, температурные кривые электрического сопротивления которых приведены на рис. 1.



**Рис. 4. Связь между  $E_0$ ,  $\lg R_0$  исследованных образцов магнетитовых руд различного парагенезиса.**

1 — гранат-магнетитовая руда (скарновый парагенезис); 2 — эпидот-хлорит-магнетитовая руда (гидросиликатный парагенезис); 3 — ортоклаз-магнетитовая руда («оспенные» руды). Числа около некоторых точек — то же, что на рис. 3.

Пироксен-магнетитовые руды — высокотемпературные образования, хорошо раскристаллизованы, имеют максимальные размеры зерен. Эти руды пространственно ближе всего находятся к интрузиву. Образцы этих руд имеют самые большие значения коэффициента электрического сопротивления  $\lg R_0$  и самые малые значения энергии активации  $E_0$  из всех исследованных образцов. Дальше от интрузива расположены среднетемпературные руды — гранат-магнетитовые. Еще дальше — низкотемпературные пироксен-магнетитовые, слабо раскристаллизованные, мелкозернистые. По мере удаления от интрузива электрические параметры образцов руды изменяются: увеличивается  $E_0$ , уменьшается  $\lg R_0$ . Таким образом, полученные эмпирические зависимости  $\lg R_0 = f(E_0)$  могут дать дополнительную информацию при изучении типоморфных признаков магнетитового оруденения и его перспектив.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены температурные зависимости электрического сопротивления магнетитовых руд различного минерального состава и парагенезиса. Выявлен широкий диапазон изменений электрических параметров при высокотемпературных исследованиях, что обусловлено многообразием типов руд, образовавшихся в процессе сложного характера и многоэтапного становления месторождения. Показано, что энергия активации и коэффициент электрического сопротивления являются информативными параметрами для разделения магнетитовых руд различного парагенезиса и минерального состава.

Для оценки влияния сульфидов на результаты высокотемпературных исследований магнетитовых руд необходимы специальные дополнительные исследования.

Приведенные результаты справедливы для руд Гороблагодатского месторождения, для других месторождений они могут отличаться в силу их генетических особенностей.

## ЛИТЕРАТУРА

**Баклаев Я.П.** Контактво-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). М., Наука, 1973, 231 с.

**Баклаев Я.П., Бочарникова Т.Д.** Зависимость изменения состава и некоторых свойств магнетита от условий его образования // Скарново-магнетитовые месторождения Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера, Я.П. Баклаева. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1978, с. 82—92.

**Бахтерев В.В.** Генетические и вещественные факторы высокотемпературной электропроводности серпентинитов // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 1, с. 72—74.

**Бахтерев В.В.** Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 2008, 152 с.

**Бахтерев В.В.** Экспериментальные исследования высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита) в связи с генетическими особенностями месторождения // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения (материалы международной конференции) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009, с. 80—83.

**Белов К.П.** Ферромагнетики и антиферромагнетики вблизи точки Кюри // Успехи физических наук, 1958, т. LXXV, вып. 2, с. 207—256.

**Бетехтин А.Г., Генин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.** Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Недра, 1964, 598 с.

**Булашевич Ю.П., Дымкин А.М., Попов Б.А., Юрков А.К.** Новые данные о вулканогенно-осадочной природе некоторых магнетитовых руд Урала // Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 6, с. 1188—1191.

**Дымкин А.М., Пругов В.П.** Стратиформный тип железоруденения и его генетические особенности. М., Наука, 1980, 200 с.

**Жариков В.А.** Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений / Ред. В.М. Смирнов. М., Недра, 1968, с. 220—302.

**Железорудная база России** / Под ред. В.П. Орлова, М.И. Верихина, Н.И. Голипкина. М., Геоинформмарк, 1998, 842 с.

**Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Кассандрова Е.В., Баженова Н.Н.** Геологические критерии прогнозирования крупных гидросиликатно-скарновых магнетитовых месторождений в подвижных поясах // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX чтения А.Н. Заварицкого) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург, УрО РАН, 2003, с. 174—175.

**Коржинский Д.С.** Основы метасоматизма и метамагматизма: избранные труды / Ред. В.А. Жариков. М., Наука, 1993, 235 с.

**Кузнецов А.Ж.** Распределение железа, серы, фосфора в магнетитовых рудах Гороблагодатского месторождения на Среднем Урале // Изв. УГГА, вып. 18, Серия Геология и геофизика. Екатеринбург, 2003а, с. 142—147.

**Кузнецов А.Ж.** Пиритовая минерализация в рудах Гороблагодатского железорудного месторождения на Среднем Урале // Металлогения древних и современных океанов — 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Материалы научной студенческой школы / Отв. ред. В.В. Зайков, Е.В. Белогуб. Миасс, УрО РАН, 2003б, с. 136—139.

**Нечкин Г.С., Полтавец З.И., Полтавец Ю.А.** Особенности размещения сульфидной минерализации на Гороблагодатском и Лебяжинском скарно-магнетитовых месторождениях // Ежегодник 1999. Институт геологии и геохимии УрО РАН: Информац. сб. научн. трудов / Отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург, УрО РАН, 1999, с. 260—264.

**Овчинников Л.Н.** Контактново-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала. (Труды Горно-геологического института УФ АН СССР, Вып. 89.) Свердловск, ОНТИ, 1960, 495 с.

**Овчинников И.К., Кривошеин А.А.** Температурные зависимости коэффициента Холла и электропроводности пиритов в интервале температур (–150÷500 °С) // Физика Земли, 1972, № 11, с. 86—90.

**Рудницкий В.Ф., Кузнецов А.Ж.** О первично вулканогенно-осадочном генезисе Гороблагодатского железорудного месторождения на Среднем Урале // Вулканизм и геодинамика (Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003, с. 563—565.

**Селиванов Е.Н., Гуляева Р.И., Вершинин А.Д.** Температурное расширение и фазовые превращения природного пирротина // Неорганические материалы, 2008, т. 44, № 4, с. 506—511.

**Скарново-магнетитовые** формации Урала (Средний и Южный Урал) / Под ред. В.И. Смирнова, А.М. Дымкина. Свердловск, УрО РАН, 1989, 212 с.

**Скарны**, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn...). Материалы научной конференции (XI чтения А.Н. Заварицкого) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2005, 263 с.

**Типоморфизм** минералов: справочник / Ред. Л.В. Чернышева. М., Недра, 1989, 560 с.

**Чернышева Н.Е., Смелянская Г.А., Зайцева Г.Н.** Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М., Недра, 1981, 236 с.

*Рекомендована к печати 9 ноября 2010 г.  
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию  
16 июня 2010 г.*