

**ПЕТРОМАГНЕТИЗМ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ЮЖНО-ОМОЛОНСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

Ю.Ю. Иванов, П.С. Минюк, Н.И. Третьякова, Е.В. Колесов, М.И. Фомина

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000, e-mail: pal105@neisri.ru*

Поступила в редакцию 12 апреля 2014 г.

Изучены петромагнитные свойства пород Верхнеомолонского, Магнетитового, Иннягинского и Алексеевского участков Южно-Омолонского железорудного района, расположенного в южной части Омолонского массива (Северо-Восток России).

Максимальные значения естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и магнитной восприимчивости (k) характерны для железистых кварцитов из участка Инняга. Величины естественной остаточной намагниченности (J_n) изменяются в пределах значений 22.8–1196 А/м, магнитной восприимчивости – в среднем 1046×10^{-3} СИ. Высокими величинами магнитных параметров обладают амфиболиты: J_n достигает значений 28.6 А/м, k – 45×10^{-3} СИ. Магнитные свойства (J_n и k) плагиогнейсов и гранитогнейсов крайне неоднородны и варьируют в широких пределах. Мигматиты, риолиты, дациты – слабомагнитные. Магнитные минералы представлены преимущественно многодоменным, реже псевдооднодоменным магнетитом и продуктами его окисления – маггемитом, гематитом и гидроксидами железа. Установлено, что амфиболиты имеют прямую полярность, железистые кварциты – разнополярные. Эти породы могут являться источниками магнитных аномалий различного знака.

Ключевые слова: железистые кварциты, магнитные свойства, Омолонский массив, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

При проведении тематических комплексных геолого-геофизических работ на юге Омолонского массива был выявлен ряд залежей железистых кварцитов, что послужило основанием для выделения Омолонской железорудной провинции, а в ее пределах наиболее перспективной части – Южно-Омолонского железорудного района (ЮОЖР) [5]. На данной территории известно более десятка железорудных проявлений [25]. Железистые кварциты представлены линзовидными и пластообразными залежами среди мигматитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев. Единой точки зрения на генезис и возраст железистых кварцитов нет. Большинство исследователей считает их метасоматическими [14] и связывает с процессами раннепротерозойской гранитизации. И.Л. Жуланова [9] подтверждает метасоматическую природу железистых кварцитов, но предполагает двухстадийный процесс с формированием руд на этапе рифейской деструкции кристаллического фундамента. Высказываются предположения и об осадочном происхождении

железных руд [7]. При поисках и разведке магнетитовых руд широко используются геофизические методы, в частности наземная и аэромагнитная съемки [11]. Правильная интерпретация результатов магнитных съемок требует знания магнитных свойств пород. Хотя железорудная минерализация на Омолонском массиве известна давно, магнитные свойства пород изучены недостаточно. Изучение магнитных свойств горных пород района направлено на оценку вклада индуктивной и естественной остаточной намагниченностей в интенсивность магнитных аномалий, наблюдаемых при поверхностной магнитометрической съемке, что важно для оконтуривания рудных тел [10].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучены петромагнитные свойства 120 образцов из Верхнеомолонского, Магнетитового, Иннягинского и Алексеевского участков Южно-Омолонского железорудного района, расположенного в южной части Омолонского массива (рис. 1). Исследовались ориентированные и неориентированные образцы, отобранные из обнажений и скважин.

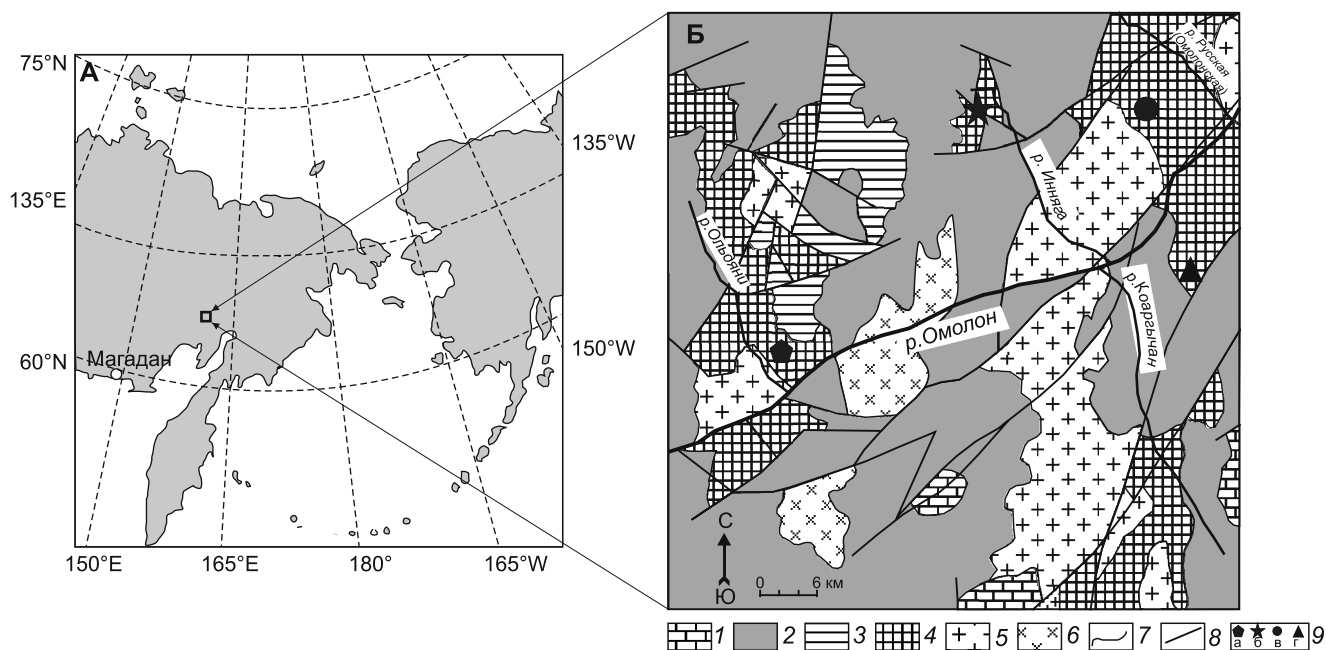


Рис. 1. Местоположение (А) и схематическая геологическая карта Южно-Омолонского железорудного района (Б) (по [6] с изменениями и дополнениями).

1 – осадочные отложения (P_1-K_2); 2 – вулканогенные образования кедонского комплекса ($D_{2,3}kd$); 3 – рифейские осадочные отложения (PR_2); 4 – дорифейский кристаллический фундамент; 5 – раннепалеозойские интрузивные образования; 6 – среднепалеозойские гранитоиды; 7 – геологические границы; 8 – тектонические нарушения; 9 – участки опробования: а – Верхнеомолонский, б – Иннягининский, в – Магнетитовый, г – Алексеевский.

Измерения естественной остаточной намагниченности (J_n , ЕОН) проведены на спин-магнетометре JR-5A (AGICO Ltd.). Для оценки стабильности образцы выдерживались в течение 5–15 суток в положениях «по полю» и «против поля» и размагничивались переменным магнитным полем амплитудой 5, 10, 20, 40, 60 мТл на приборе LDA-3 (AGICO Ltd.). Программа «Remasoft» использована для обсчета результатов.

Измерения магнитной восприимчивости (МВ, k) и исследование температурной зависимости (k) в интервале 20–700 °С в воздухе и в аргоновой среде выполнены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS-3 (AGICO Ltd.). Скорость нагрева и остывания составляла около 12–13 °С/мин, максимальная температура нагрева – 700 °С. Отдельные образцы нагревались в аргоновой среде. Параметры магнитного гистерезиса, включающие остаточную намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (J_s), индуктивную намагниченность (J_i), коэрцитивную силу (B_c), остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}), измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter [2]. Максимальная индукция поля составляла 500 мТл. Относительное содержание парамагнитной компоненты намагниченности рассчитывалось по формуле $[J_i \text{ (при 500 мТл)} - J_s \text{ (ферромагнитная компонента)}] / J_i \text{ (при 500 мТл)}$.

Анализ намагниченности насыщения от температуры $J_s(T)$ выполнен на магнитных весах в поле индукции 500 мТл [2]. Образцы грелись до 700 °С со скоростью нагрева около 100 °С в минуту. Измерения плотности пород проводились на денситометре ИМТ-3.

Минераграфические исследования выполнены на поляризационном микроскопе MT 9000 Series. Некоторые образцы исследованы на приборе Qemscan (Австралия), включающем растровый микроскоп EVO-50 с энергодисперсионной системой Quantax Espirit (Bruker).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКОВ

Систематические геологические исследования на территории Омолонского массива начаты в тридцатых годах прошлого столетия и продолжаются до настоящего времени.

В 70-е годы при проведении тематических и комплексных геолого-геофизических работ в юго-западной части Омолонского массива был обнаружен ряд крупных рудопроявлений железа. Это послужило основанием для выделения на массиве нового Южно-Омолонского железорудного района.

В результате оценочных работ СВТГУ (Л.Г. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973), направленных на выявление

железородных объектов в районе работ, были рассмотрены вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники, полезных ископаемых района. Обобщены данные о физических свойствах и петрохимических особенностях горных пород, слагающих район, проведена геологическая интерпретация аномального магнитного поля [5, 7, 14].

Новые данные о геологическом строении района работ были получены при проведении поисковых работ Дукатской ГГК в 2009–2012 гг. [13].

Верхнеомолонский участок. Расположен на левобережье р. Ольдяни в ее нижнем течении (рис. 1). В пределах рудного поля, сложенного мигматитами, гнейсами и амфиболитами, выделяется центральный участок площадью около 8 км², где сконцентрировано основное оруденение – пять рудных залежей, круто падающих преимущественно на восток, северо-восток. Залежи образованы согласно залегающими субпараллельными линзовидными телами железистых кварцитов мощностью до 160 м и протяженностью до 1100 м. Вертикальный размах оруденения от 300 до 500 м. Минеральный состав руд: магнетит (35–50 %), кварц (15–55 %), амфибол (до 10 %), гематит (до 7 %), акцессории представлены апатитом, ильменитом и цирконом. Текстуры линзовидно-полосчатые, густо вкрапленные, реже массивные. Содержание общего железа составляет от 27 до 56 % (в среднем 40.5 %).

Участок Инняга. Расположен в верхнем течении руч. Инняга, левого притока р. Омолон, и представляет собой узкий (2 км) блок фундамента длиной 8 км среди вулканитов кедонского комплекса, возраст которого определен как средне-позднедевонский (рис. 1) [3, 4]. На юге и юго-западе развиты интрузивные тела раннекаменноугольных кварцевых диоритов и риолитов мелового возраста. В пределах участка метаморфиты интенсивно дислоцированы и образуют крутые складки субмеридионального простирания.

Рудовмещающая толща сложена гнейсами, железистыми кварцитами, кварцито-гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, которые в различной степени гранитизированы с образованием мигматит-гранитов. Повсеместно среди них наблюдаются силлы и дайки позднепротерозойских метагаббро стрелкинского комплекса. Рудные залежи представлены пятью согласно залегающими пластовыми и линзовидными телами железистых кварцитов мощностью от 10 до 50 м. Протяженность их составляет 200–1400 м. Железистые кварциты имеют массивную и линзовидно-полосчатую текстуру и сложены мелко-среднезернистым магнетитом, кварцем, амфиболом. Содержание общего железа варьирует от 20 до 41 % (среднее 38.5 %).

Участок Магнетитовый. Находится на левобережье р. Омолон в междуречье рек Инняга и Русская (рис. 1). Рудовмещающая толща сложена мигматизированными амфиболитами, гнейсами, кварцито-гнейсами, кварцитами, моноκлиально падающими на запад под углами 60–85°. Породы прорваны многочисленными силлами и дайками метабазитов стрелкинского комплекса. На западе метаморфиты перекрыты вулканитами кедонского комплекса, на юге ограничены раннепалеозойскими гранитами Коаргычанского массива. Выявлено пять тел железистых кварцитов мощностью 15–80 м и протяженностью 300–800 м. Руды отличаются разнообразием текстур: массивной, полосчатой, линзовидно-полосчатой, плейчатой, густовкрапленной, пятнистой и неравномерно-вкрапленной. Они сложены магнетитом (15–40 %), кварцем (15–40 %), амфиболом (5–25 %), хлоритом (1–10 %), эпидотом и апатитом (1 %). Содержание железа составляет в среднем 39.9 %.

Алексеевский участок. Находится на правобережье Ниж. Коаргычана в его приустьевой части (рис. 1). На западе участка обнажены позднеархейские плагиогнейсы ноддинского, а на востоке – раннепротерозойские гранито-гнейсы верхнеомолонского комплексов. Наблюдаются линзовидные тела в различной степени мигматизированных амфиболитов. Породы имеют северо-восточное простирание с падением на юго-восток под углами 50–75°. В центре участка в метаморфитах выделяется минерализованная зона с разобоченными линзовидными телами железистых кварцитов мощностью 1–2 м и протяженностью 20–30, редко 50 м. Содержание железа общего – 32–38 %. Интенсивность минерализации заметно возрастает к центру зоны. Протяженность зоны 2100 м при ширине 500–750 м. Вдоль оси зоны метаморфиты прорваны дайкой раннепалеозойских сиенитов анмандыканского комплекса, в юго-западной части сменяющихся диоритами. Мощность дайки до 200 м, протяженность около 3 км. В диоритах и сиенитах выявлены прожилки и линзовидные тела амфиболитизированных разновидностей с вкрапленностью магнетита, сконцентрированные в зоне шириной до 30 м и протяженностью около 300 м. Содержание железа общего – 15–21 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Диагностика магнитных минералов

Зависимость магнитной восприимчивости от температуры. Характер кривых $k(T)$ исследуемых образцов показывает, что основным магнитным минералом является магнетит с точкой Кюри око-

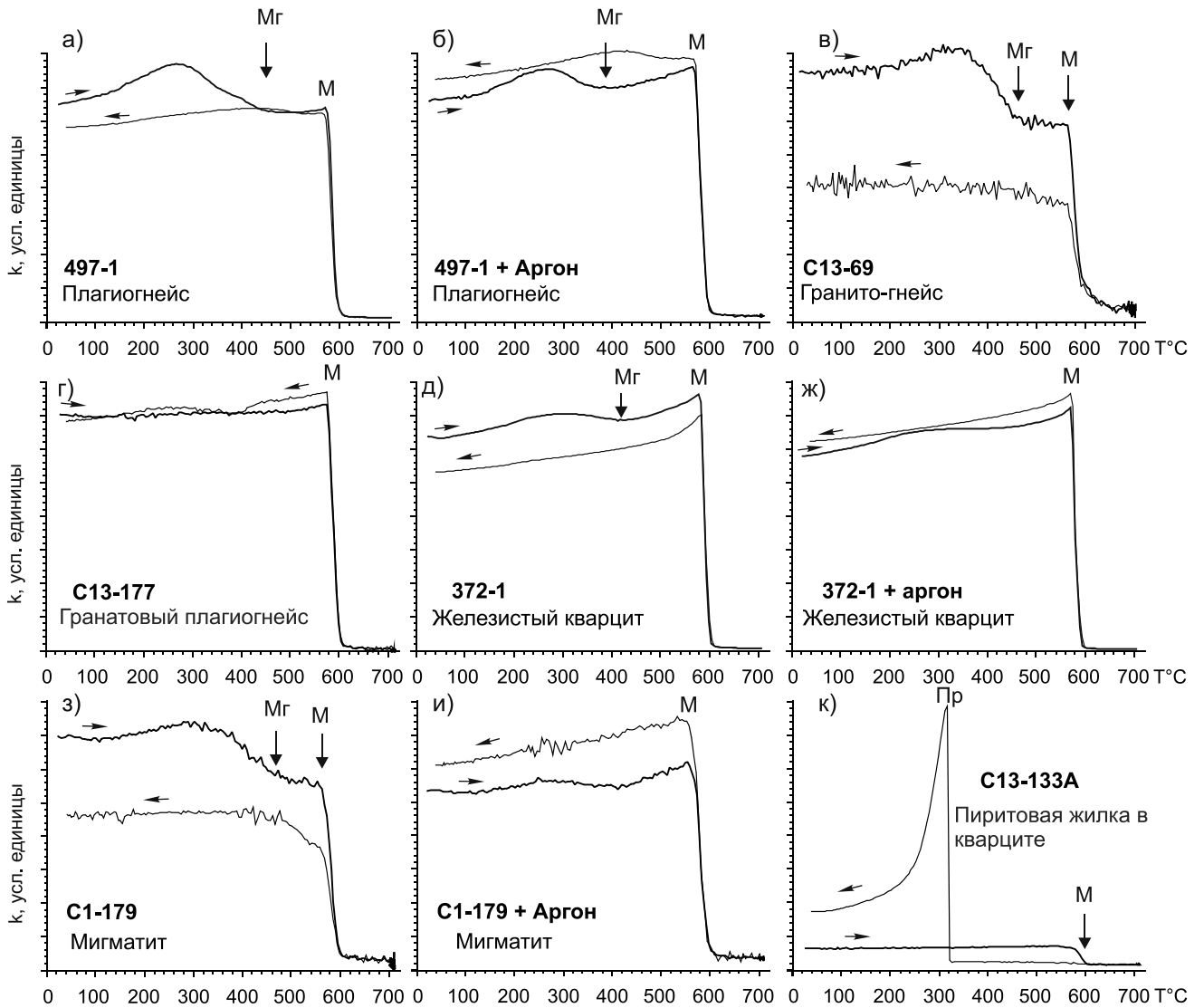


Рис. 2. Кривые термокаппаметрии образцов.

М – магнетит, Mg – маггемит, Пр – пирротин. Жирным шрифтом обозначены номера образцов, стрелками – кривые нагрева и остывания и точки Кюри (перехода) минералов.

до 580 $^{\circ}\text{C}$. Однако все кривые отличаются в деталях (рис. 2). На кривых нагрева некоторых образцов отмечаются перегибы в области температур 400–450 $^{\circ}\text{C}$, которые связываются с катиондефицитным магнетитом (маггемитом) (рис. 2 а, в, д, з). Этот минерал неустойчив к нагреву, в процессе которого переходит в гематит. Температура маггемит-гематитового перехода отмечается в широком диапазоне – от 250 $^{\circ}\text{C}$ до 900 $^{\circ}\text{C}$ – и зависит от примесей, размера и формы зерен, степени окисления, генезиса и скорости нагрева [2, 17, 18]. Часто на кривых нагрева $J_s(T)$ и $k(T)$ маггемит-гематитовый переход диагностируется по падению J_s или k около 400 $^{\circ}\text{C}$ [20, 21, 23, 24], что характерно для исследованных образцов. После нагрева

магнитная восприимчивость, как и намагниченность насыщения, уменьшаются, так как MV и J_s гематита в сотни раз ниже таковых магнетита и маггемита [26], при этом кривые остывания лежат ниже кривых нагрева. Подобные кривые характерны для железистых кварцитов и других типов пород (рис. 2 а, в, д, з). В процессе нагрева в воздушной среде происходит частичное окисление магнетита. Нагрев отдельных образцов проведен в аргоновой среде (рис. 2 б, ж, и). Судя по кривым $k(T)$, в этих условиях окисления магнетита не происходит. Все кривые остывания лежат выше кривых нагрева, что свидетельствует об образовании магнетита, возможно, по гематиту, присутствие которого в образцах подтверждается оптиче-

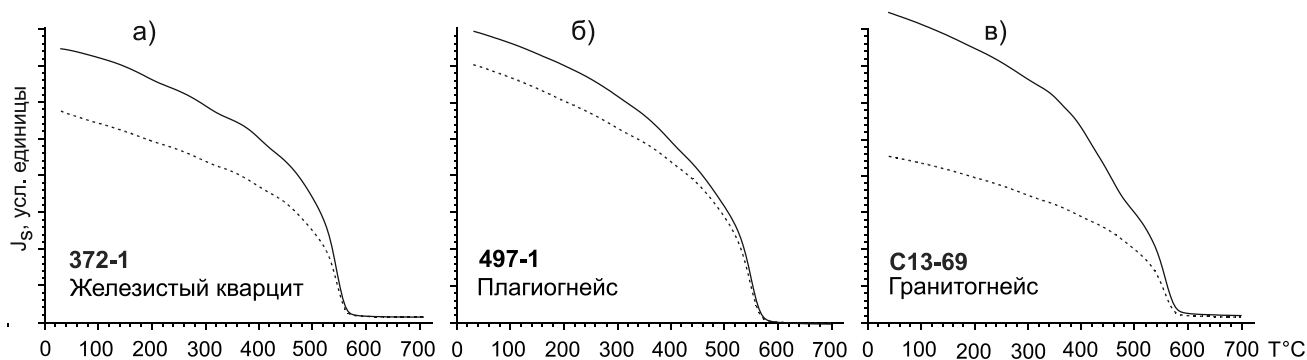


Рис. 3. Кривые $J_s(T)$, показывающие, что основным ферромагнитным минералом является магнетит.

Сплошная (пунктирная) линия – кривая первого (второго) нагрева.

скими методами. Однако это может быть обусловлено превращением маггемита в магнетит, что отмечалось, например, для железистых кварцитов Кольского полуострова, прогретых в вакууме [1].

Кривые нагрева и остывания образца гранатового плаггиогнейса типично магнетитовые и практически обратимые, что указывает на неизменность магнитных минералов в процессе нагрева (рис. 2 г). В образце С13-133 отмечен пирит (рис. 2 к). На кривых остывания $k(T)$ выделяется рост восприимчивости около 320 °С, фиксирующий точку Кюри пирротина, появление которого обязано переходу пирита в моноклинный пирротин в процессе нагрева [12, 27].

Зависимость намагниченности насыщения от температуры. Намагниченность насыщения в процессе нагрева исследована практически для всей коллекции образцов. Кривые $J_s(T)$ большинства образцов идентичные. На кривых первого нагрева отмечается спад намагниченности при температуре Кюри магнетита, около 580 °С (рис. 3).

Кривые второго нагрева многих образцов лежат ниже кривых первого нагрева (рис. 3). Это обусловлено окислением магнетита в процессе нагрева, а также переходом маггемита в гематит. Из-за быстрых скоростей нагрева маггемит-гематитовый переход на кривых $J_s(T)$ слабо выражен, хотя он отчетливо проявляется на дифференциальных кривых (не приведены на рисунках).

Небольшая часть кривых второго прогрева лежит выше кривых первого, что обусловлено новообразованием магнетита при превращениях парамагнитных железосодержащих минералов. Кривые единичных образцов повторяемые, указывающие на неизменность магнитных минералов в процессе нагрева (на рисунках не приведены).

Гистерезисные характеристики. Типичные петли гистерезиса показаны на рис. 4.

Парамагнитная составляющая индуктивной намагниченности большинства железистых кварцитов, как правило, невелика и редко превышает 10 %. В образцах гранитогнейсов, гранатовом плаггиогнейсе и мигматитах, а также образцах плаггиогнейсов и амфиболитов, парамагнитная компонента часто присутствует в более значимых количествах (до 90 %) (рис. 4 б, в, д, е).

Судя по распределению отношений J_{rs}/J_s , B_{cr}/B_c на диаграмме Дея [16], магнитные минералы амфиболитов участка Иньяга и гранитогнейсов обладают псевдооднородной структурой, а магнитные минералы плаггиогнейсов, мигматитов – многодоменной. Магнитные минералы почти всех кварцитов многодоменные (рис. 5 А).

Отметим, что многодоменные частицы относятся к магнитомягким и легко перемагничиваются современным полем. Стабильная естественная намагниченность связана, как правило, с однодоменными и псевдооднородными частицами

Как и следовало ожидать, железистые кварциты характеризуются максимальными значениями индуктивной намагниченности, намагниченности насыщения и остаточной намагниченности насыщения (табл.).

Оптическая минералогия. В железистых кварцитах рудные минералы образуют гнездовые скопления и полосы, вытянутые согласно метаморфической полосчатости пород. Среди минералов доминирует магнетит, который часто по микротрещинам и в краевых частях скоплений замещается гематитом и гидроксидами железа (рис. 6).

Реже встречается малотитанистый титаномагнетит: Fe – (97.69–99.78 %), Ti – (1.40–1.55 %); ильменит: Fe – (45.87–55.85 %), Ti – (47.54–56.30 %); халькопирит: Fe – (29.90–30.80 %), Cu – (31.71–34.14 %), S – (30.30–32.94 %) и пирит: Fe – (44.82–46.26 %), S – (50.82–52.59 %).

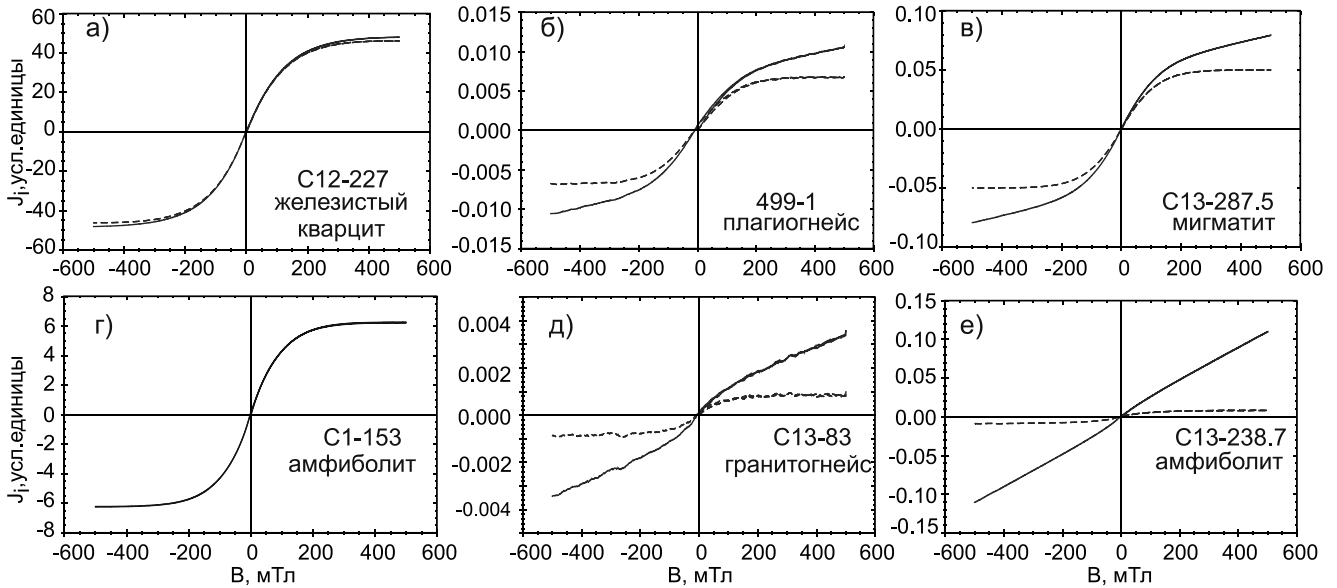


Рис. 4. Типичные петли гистерезиса образцов.

Сплошная (пунктирная) линия – нескорректированная (скорректированная на парамагнитную составляющую) индуктивная намагниченность.

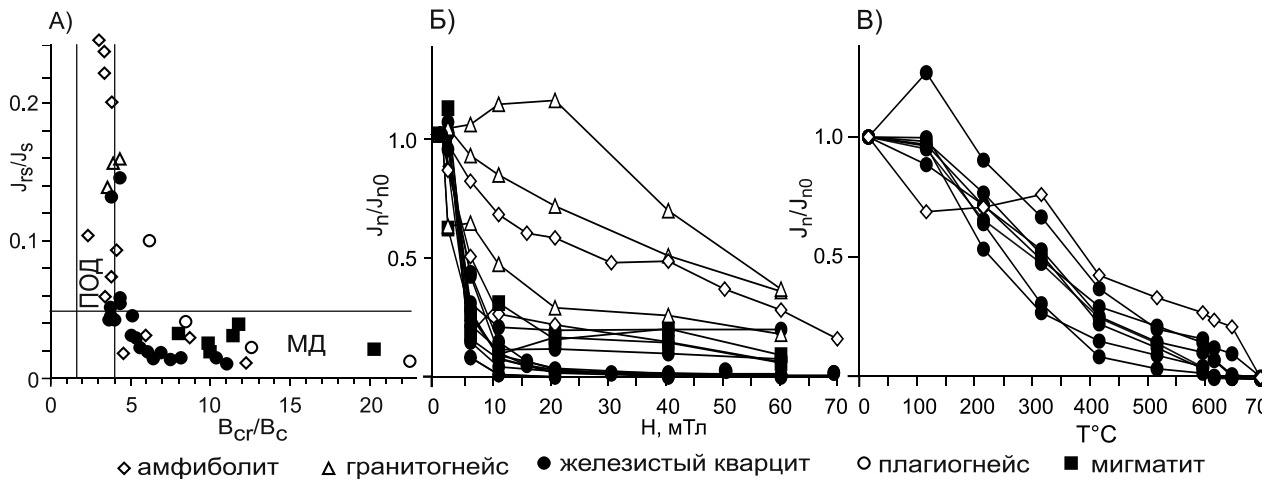


Рис. 5. Диаграмма Дея (А) и кривые размагничивания образцов переменным магнитным полем (Б) и температурой (В). ПОД – псевдооднодомены структуры, МД – многодоменные структуры.

Стабильность ЕОН

По характеру кривых размагничивания естественной остаточной намагниченности переменным магнитным полем выделяются две группы образцов. Доминирующая группа образцов (кварциты, мигматиты) характеризуется резким спадом намагниченности в малых полях. Медианное деструктивное поле для них составляет менее 5 мТл. Намагниченность (J_n) амфиболитов, гранитогнейсов и плагиогнейсов более жесткая (рис. 5 Б). Ступенчатое терморазмагничивание проведено преимущественно

по железистым кварцитам. Все кривые однотипны и характеризуются постепенным уменьшением намагниченности в процессе нагрева (рис. 5 В). После прогрева до 600 °С для большинства образцов остается менее 1 % от первоначальной величины намагниченности. В этих образцах намагниченность связана с магнетитом. Для некоторых образцов намагниченность после нагрева до этих температур составляет 10–25 % первоначальной величины. Эта часть намагниченности обусловлена гематитом. Как было отмечено выше, гематит не виден на кривых $J_s(T)$.

Таблица. Петрофизические свойства пород.

Участок	N	Порода	$J_n, 10^{-3} \text{ A/m}$	$k, 10^{-3} \text{ СИ}$	$J_{rs} \text{ Am}^2/\text{kg}$ ср.	$J_s \text{ Am}^2/\text{kg}$ ср.	J_{rs}/J_s ср.	$\frac{B_{ср}}{B_c}$ ср.	Q	$\rho, \text{ г/см}$
Инняга	2	Мигматит	1.50–2.77 (2.14)	0.04–0.05 (0.05)	0.00015	0.0033	0.04	9.05	0.84–1.70 (1.27)	2.45–2.50 (2.48)
	6	Амфиболит	792.00–7434.00 (2823.67)	6.84–58.14 (34.94)	0.35	1.63	0.23	3.48	0.75–4.32 (2.08)	2.42–2.72 (2.58)
	26	Железистый кварцит	22877–1196362.00 (295147.69)	182–1588 (1046.15)	1.27	34.73	0.036	5.26	0.79–30.88 (7.19)	2.79–3.9 (3.38)
Верхне-омолонский	7	Амфиболит	3.57–28618.36 (4939.79)	0.84–177.30 (45.44)	0.11	1.60	0.074	4.32	0.11–4.06 (1.61)	2.80–3.67 (3.04)
	6	Мигматит	7.42–368.76 (120.10)	0.18–21.99 (6.39)	0.0042	0.134	0.03	13.42	0.001–1.86 (0.44)	2.61–2.68 (2.64)
	1	Андезит	336.70	17.72					0.48	2.96
	10	Гранитоogneйс	1.26–12656.00 (1769.65)	0.04–661.50 (71.67)	0.0034	0.179	0.15	4.91	0.15–12.18 (2.20)	2.50–3.71 (2.75)
	1	Гранатовый плагиогнейс	49.13	13.74	0.0014	0.206	0.007	20	0.09	3.01
	1	Кварцито-песчаник	0.48	-0.005116	0.0001	0.0017	0.04	1.54	-2.36	2.64
Магнетитовый	28	Железистый кварцит	11519.3–388278 (119739.07)	650.6–2388 (1394.37)	0.81	38.22	0.023	8.86	0.27–6.67 (2.11)	3.1–3.8 (3.53)
	6	Амфиболит	0.52–16701.00 (2890.76)	0.05–36.67 (8.74)	0.0052	0.122	0.044	15.90	0.09–11.45 (2.69)	2.62–3.04 (2.84)
	10	Плагиогнейс	0.35–1215.40 (152.93)	0.04–29.07 (5.19)					0.12–1.65 (0.52)	2.56–2.96 (2.71)
	2	Гранитоogneйс	1.10–15.54 (8.32)	0.14–2.65 (1.40)					0.15–0.20 (0.18)	2.57–2.59 (2.58)
	1	Гранит-порфир	2.54	0.32					0.20	2.531
1	Риолит	2.36	0.03					1.86	2.53	
Алексеевский	4	Плагиогнейс	64.94–2252.25 (652.73)	1.05–37.72 (12.23)	0.015	0.762	0.045	12.65	0.15–21.61 (5.89)	2.61–2.72 (2.66)
	1	Амфиболит	5684.09	6.58	0.087	0.94	0.093	4.3	21.68	3.00
	1	Мигматит	231.51	25.34	0.011	0.285	0.039	12.0	0.23	2.61

Примечание. N – количество образцов.

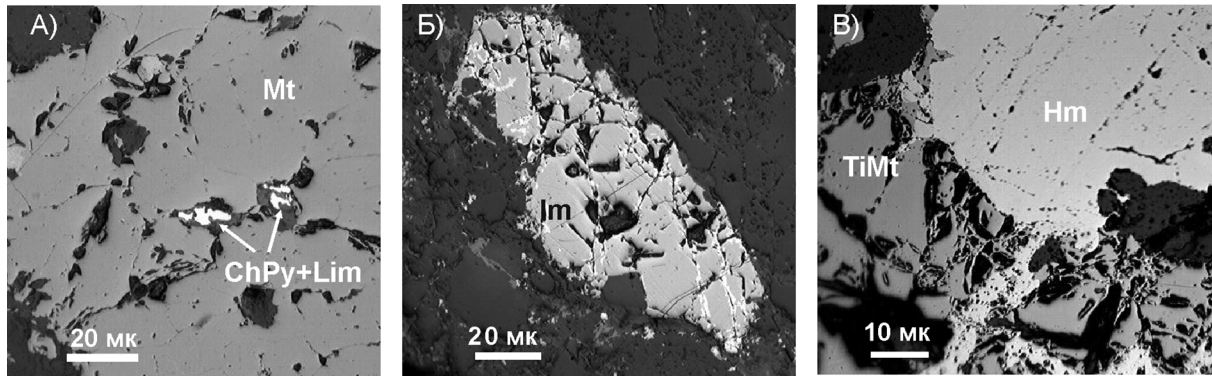


Рис. 6. Характерные минеральные взаимоотношения руд.

А – обр. 753-6в, Б – обр. 595-3, В – 1043-1в. Mt – магнетит, TiMt – титаномagnetит, ChPy – халькопирит, Hm – гематит, Im – ильменит, Lim – лимонит.

Специальные исследования гематит-магнетитовой смеси в различных соотношениях установили, что гематит проявляется в магнитных параметрах, если его будет более 95 % [17].

Петрофизические характеристики

Петрофизические характеристики изученных пород приведены в таблице. Максимальные значения магнитных параметров характерны для железистых кварцитов участка Инняга, где J_n составляет 22.8–1196 А/м и k , в среднем, – 1046×10^{-3} СИ. Высокими величинами магнитных свойств обладают амфиболиты: J_n достигает до 28.6 А/м и k – 45×10^{-3} СИ. Магнитные свойства (J_n , k) плагиогнейсов и гранитогнейсов крайне неоднородные и варьируют в широких пределах. Мигматиты, риолиты, дациты – слабомагнитные. Образец кварцито-песчаника обладает небольшой отрицательной магнитной восприимчивостью. По-видимому, породообразующие минералы в этом образце представлены димагнитными минералами, а незначительная по величине J_n обусловлена содержанием небольшого количества магнитных минералов.

Значения фактора Q для всех пород районов исследований изменяются от менее 1 до значений более 1 и приведены в таблице. Анализ распределения фактора Q в породах показал, что на значения этого параметра влияет компонентный состав вектора естественной остаточной намагниченности и состав магнитных минералов.

Одни и те же породы различаются по магнитным свойствам на разных участках, что обусловлено многими причинами – природой ЕОН, доменным состоянием магнитных минералов, количеством магнетита и продуктов его окисления – маггемита, гематита, гидроксидов железа [22].

Характеристика источников магнитных аномалий

Сильномагнитные амфиболиты и железистые кварциты могут являться источниками магнитных аномалий.

Амфиболиты представлены образцами со всех участков. Для образцов из участков Верхнеомолонский и Магнетитовый наблюдается значимая положительная корреляция между естественной остаточной намагниченностью и магнитной восприимчивостью – коэффициенты корреляции (r) составляют 0.94 и 0.95, соответственно. В то же время для этих участков корреляция между J_n и плотностью, а также k и плотностью отсутствует. Для образцов участка Инняга коэффициент корреляции между J_n и k ниже и равен 0.58. Однако отмечается положительная корреляция между J_n и плотностью ($r = 0.46$), а также k и плотностью ($r = 0.87$). Петромагнитные характеристики образцов амфиболитов этого участка контролируются доменным состоянием частиц. Для них свойственны максимальные значения B_c (11.8–43.9 мТ) и B_{cr} (60.5–109.1 мТл). Отношения J_{rs}/J_s (среднее 0.23) и B_{cr}/B_c (среднее 3.48) свидетельствуют о преобладании псевдооднородных частиц, в то время как в образцах других участков доминируют многодоменные частицы. В основном амфиболиты намагничены по современному магнитному полю. Они достаточно стабильны и лабораторным магнитным полем не перемагничиваются. Судя по результатам размагничивания, их намагниченность легко разрушается переменным полем, однако направление намагниченности при этом не меняется. Высокие значения ЕОН и магнитной восприимчивости позволяют сделать вывод, что эти породы могут вносить существенный вклад в интенсивность магнитных аномалий положительного знака.

Железистые кварциты изучены на участках Верхнеомолонский и Инняга. Они отличаются по магнитным характеристикам. Для образцов участка Инняга отмечена слабая положительная корреляция между J_n и k ($r = 0.40$), J_n и плотностью ($r = 0.50$), k и плотностью ($r = 0.56$). Коэффициент корреляции между J_n и k для образцов из Верхнеомолонского участка равен 0.2. Корреляция между J_n и плотностью, а также k и плотностью отсутствует. Структура почти всех кварцитов многодоменная, но отношение J_{rs}/J_s выше для кварцитов участка Инняга (среднее 0.034). Отношение для образцов участка Инняга и Верхнеомолонский B_{ct}/B_c составляет в среднем 5.3 и 8.6, соответственно. Намагниченность кварцитов в большинстве случаев состоит из магнитомягкой компоненты. Переменное поле в 10 мТл (100 Э) разрушает более 90 % ЕОН. Микроскопические исследования показывают, что магнетитовые руды включают также гематит, однако его вклад в ЕОН и МВ весьма незначительный. Проведенные нами исследования не выявили четкой корреляции содержания Fe_2O_3 и магнитной восприимчивости, по-видимому, из-за различного количественного и качественного соотношения магнитных минералов.

Для железистых кварцитов характерны высокие значения магнитной восприимчивости, определяющей индуцированную намагниченность, направленную по современному магнитному полю. Кварцитам свойственны также высокие значения естественной остаточной намагниченности с положительными и отрицательными наклонениями.

Величины ЕОН железистых кварцитов участка Инняга выше таковых участка Верхне-Омолонский. Магнитная восприимчивость, наоборот, более повышенная на Верхнеомолонском участке, чем на участке Инняга.

Фактор Q пород участка Инняга имеет более высокие значения, и в связи с этим их ЕОН может внести весомый вклад в аномальное поле.

На участке Верхнеомолонский фактор Q обладает пониженными значениями, градиент аномальных зон может быть несколько сглаженным и обеспечивается индуктивной намагниченностью пород.

Суперпозиция индуктивной и естественной остаточной намагниченностей будет определять знак и интенсивность магнитных аномалий, вызываемых этими породами. Чередование по вертикали прямо- и обратномагнитных кварцитов осложняет определение направления суммарной ЕОН. Отметим, что естественная остаточная намагниченность более значима при поверхностной магнитной съемке, где она может влиять на интенсивность аномалий, ввиду раз-

нополярности вектора J_n , индуцированная – при аэросъемке или космосъемке [8, 10, 15].

ВЫВОДЫ

Изучение петромагнитных свойств горных пород района исследований показало их широкое разнообразие.

Аномально высокими значениями ЕОН и МВ обладают железистые кварциты, в меньшей степени – амфиболиты. Мигматиты, плагиогнейсы, гранито-гнейсы и палеозойские вулканы относятся к слабомагнитным породам.

2. Магнитные минералы изученных пород представлены преимущественно магнетитом с многодоменной, реже псевдооднодоменной структурой, с примесью гематита и маггемита.

3. Амфиболиты и железистые кварциты могут быть источниками магнитных аномалий различного знака и интенсивности. Амфиболиты намагничены преимущественно по современному магнитному полю, в то время как для кварцитов характерна прямая и обратная полярность.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 12-III-A-08-191.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абсаямов С.С., Хайбуллин В.Н. Магнитные свойства железистых кварцитов после сдвигового воздействия под давлением // Физика Земли. 2002. № 3. С. 77–80.
2. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ / Ред. В.П. Боронин. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167 с.
3. Гагиев М. Х. Средний палеозой Северо-Востока Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.
4. Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Гагиева А.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57–97.
5. Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Омолонская железорудная провинция // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 419–422.
6. Гельман М.Л., Фадеев А.П. Железо // Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР (Магаданская область и Охотский район Хабаровского края). Полезные ископаемые / Под ред. П.В. Бабкина, М.Е. Городинского. М: Недра, 1983. С. 34–44.
7. Горячев Н.А., Родионов С.М., Раткин В.В., Шпикерман В.И., Еремин Р.А., Сидоров А.А., Наумова В.В. Металлогенические пояса и рудные районы Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 779–854.
8. Диденко А.И., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–53.
9. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докем-

- брии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
10. Иволга Е.Г. Петрофизические исследования при создании геофизических моделей рудных районов (на примере Вознесенского рудного района, Приморье) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 91–113.
 11. Магниторазведка. Справочник геофизика / Ред. В.Е. Никитский, Ю.С. Глебовский. М.: Недра, 1980. 367 с.
 12. Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В., Казанский А.Ю., Федотов А.П. Термокаппметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 601–614.
 13. Третьякова Н.И., Парфенов М.И. Новые данные о геологическом строении Верхнеомолонского железорудного месторождения (Магаданская область) // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Материалы Дальневосточной региональной конференции, посвященной памяти А.П. Васильковского и в честь его 100-летия (Магадан, 22–24 ноября 2011 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2011. С. 58.
 14. Фадеев А.П. Железорудные проявления Южно-Омолонского района // Колыма. 1975. № 6. С. 41–43.
 15. Alva-Valdivia L. M., López-Loera H. A review of iron oxide transformations, rock magnetism and interpretation of magnetic anomalies: El Morro Mine (Brazil), a case study // Geofísica Intern. 2011. V. 50 (3). P. 341–362.
 16. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics Earth Planet. Int. 1977. V. 13. P. 260–267.
 17. De Boer C.B., Dekkers M.J. Unusual thermomagnetic behaviour of haematites: neoformation of a highly magnetic spinel phase on heating in air // Geophys. J. Int. 2001. V. 144. P. 481–494.
 18. Dunlop D.J., Özdemir Ö. Rock magnetism: fundamental and frontiers. Cambridge Univ. Press, 1997. 573 p.
 19. Frank U., Nowaczyk N. R. Mineral magnetic properties of artificial samples systematically mixed from haematite and magnetite // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P. 449–461.
 20. Hill M.J., Pan Y., Davies C.J. An assessment of the reliability of palaeointensity results obtained from the Cretaceous aged Suhongtu section, Inner Mongolia, China // Physics Earth Planet. Int. 2008. V. 169. P. 76–88.
 21. Hu S., Goddu S.R., Appel E., Verosub K. Fine-tuning of age integrating magnetostratigraphy, radiocarbon dating, and carbonate cyclicity: Example of lacustrine sediments from Heqing basin (Yunnan, China) covering the past 1 Myr // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 30. P. 423–432.
 22. Hudson M.R., Grauch V.J.S., Minor S.A. Rock magnetic characterization of faulted sediments with associated magnetic anomalies in the Albuquerque Basin, Rio Grande rift, New Mexico // GSA Bull. 2008. V. 120, N 5/6. P. 641–658.
 23. Jordanova N., Jordanova D., Petrov P. Magnetic imprints of pedogenesis in Planosols and Stagnic Alisol from Bulgaria // Geoderma. 2011. V. 160. P. 477–489.
 24. Krasa D., Herrero-Bervera E. Alteration induced changes of magnetic fabric as exemplified by dykes of the Koolau volcanic range // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 445–453.
 25. Noklenberg W.J., West T.D., Dawson K.M. et al. Summary terrain, mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera // U.S. Geol. Surv. Open File Report. 998. N 98 136, CD-ROM.
 26. Peters C., Dekkers M.J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size // Physics & Chem. Earth. 2003. V. 28. P. 659–667.
 27. Wang L., Pan Y., Li J., Qin H. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // Sci. in China. Series D: Earth Science. 2008. V. 51, N 8. P. 1144–1153.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

Yu. Yu. Ivanov, P.S. Minyuk, N.I. Tretyakova, Ye, V. Kolesov, and M.I. Fomina

Petromagnetism of ores and host rocks of the South Omolon iron-ore district (North-East Russia)

Petromagnetic properties of rocks from Verhneomolon, Magnetite, Innya, and Alekseev areas of the South Omolon iron-ore district, located in the southern part of the Omolon massif (Northeast Russia), were studied. The maximum values of natural remanent magnetization (NRM) and magnetic susceptibility (k) are typical for ferruginous quartzite from the Innyaga site. The NRM values (J_n) are ranging within 22.8–1196 A/m and those of the magnetic susceptibility (k) are in average 1046×10^{-3} SI. Amphibolites display high values of the magnetic parameters: J_n is about 28.6 A/m and $k = 45 \times 10^{-3}$ SI. Magnetic properties (J_n and k) of plagiogneiss and granite gneiss are extremely heterogeneous and vary widely. Migmatites, rhyolite, dacite are submagnetic. Magnetic minerals are represented mainly by multidomain, rare pseudosingle domain magnetite and its oxidation products, such as maghemite, hematite and iron hydroxides. It has been established that amphibolites show a normal polarity of the remanent magnetization, ferruginous quartzites – normal and reversal polarities. These rocks may be sources of the magnetic bipolar anomalies.

Keywords: ferruginous quartzite, magnetic properties, Omolon Massif, North East Russia.