

ПРИРОДА ГЕОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ДУНИТАХ
С ХРОМИТОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КЛЮЧЕВСКОГО
АЛЬПИНОТИПНОГО МАССИВА (Средний Урал)

Т.А. Шерендо¹, А.Г. Вдовин¹, П.С. Мартышко¹, В.Я. Митрофанов²,
А.В. Алексеев³, Д.А. Замятин³, В.А. Важенин⁴, Л.А. Памятных⁴

¹ Институт геофизики УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, Россия

² Институт металлургии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 101, Россия

³ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620075, Екатеринбург, пер. Почтовый, 7, Россия

⁴ Уральский федеральный университет, Институт естественных наук, 620083, Екатеринбург, ул. Ленина, 51, Россия

Представлены результаты геофизических исследований хромитовой минерализации в метаморфизованных дунитах южной части Ключевского альпинотипного ультрамафитового массива (Средний Урал), которые включают геомагнитную съемку и детальные лабораторные исследования рудообразующих и аксессуарных хромшпинелей одного генотипа.

Установлено, что основными носителями намагниченности на исследованном типовом участке массива являются аксессуарные железисто-хромистые шпинели переменного состава $Fe^{2+}(Cr_{2-x}Fe_x^{3+})O_4$. В результате метаморфических преобразований существенно изменились состав и магнитная структура первичной немагнитной аксессуарной хромшпинели в отличие от слабоизмененной рудообразующей хромшпинели. Это создает контраст магнитных свойств между рудными телами и вмещающими их породами и является обоснованием для применения геомагнитных методов при разведочных работах на хромитоносных альпинотипных массивах.

Зарегистрированы геомагнитные аномалии, соответствующие хромититовой рудоносной зоне и структурно-тектонической границе между блоками пород, в результате магнитной съемки, выполненной на типовом участке с блоковой структурой и с высокохромистыми вкрапленными рудами, локализованными в метаморфизованных дунитах.

Использование высокотехнологичных методов исследования вещества (исследование намагниченности в диапазоне от 4 до 1000 К; магниторезонансная спектроскопия и магнитная силовая микроскопия) позволило впервые обнаружить в первичной немагнитной аксессуарной хромшпинели магнитные кластеры (суперпарамагнитные фазы), ответственные за магнитные свойства вмещающих пород. Установлена связь между изменениями хромшпинели на микроуровне и зарегистрированными аномалиями геомагнитного поля на исследованном типовом участке альпинотипного массива.

Fe-Cr-шпинель, носители намагниченности, магнитный кластер, микрофаза, хромитовая руда, геомагнитная аномалия, альпинотипный массив.

THE NATURE OF GEOMAGNETIC ANOMALIES IN METAMORPHOSED CHROMITE-BEARING DUNITES:
A CASE STUDY OF THE SOUTHERN KLYUCHEVSKOY COMPLEX, (Central Urals)

T.A. Sherendo, A.G. Vdovin, P.S. Martyshko, V.Ya. Mitrofanov, A.V. Alekseev,
D.A. Zamyatin, V.A. Vazhenin, and L.A. Pamyatnykh

Chromite mineralization in metamorphosed dunites from the southern Klyuchevskoy dunite-harzburgite ultramafic complex (Central Urals) has been investigated using geomagnetic surveys along with laboratory studies of ore-forming and accessory spinels of the same genetic type. Magnetization in the study area is carried mainly by accessory Fe-Cr-spinel of a variable $Fe^{2+}(Cr_{2-x}Fe_x^{3+})O_4$ composition. Metamorphism caused changes in element contents and in both crystal and magnetic structure of the primary nonmagnetic accessory spinel, unlike the almost fresh ore-forming spinel. Thus, orebodies stand against their host rocks, which is a prerequisite for the use of geomagnetic surveys for exploration of podiform chromite deposits in dunite-harzburgite complexes. Ground magnetic surveys at a test site composed of faulted rocks bearing disseminated chromite

mineralization in metamorphosed dunites resolved a chromite ore zone and a fault block boundary showing up as geomagnetic anomalies. Laboratory studies using high technologies (thermomagnetic analysis at 4 to 1000 K, as well as magnetic resonance and magnetic force spectroscopy) revealed, for the first time, magnetic clusters (superparamagnetic phases) in primary nonmagnetic accessory spinel, which are responsible for the magnetic properties of the host rocks. Microscale variations in Cr-spinel correlate with the geomagnetic anomalies recorded by field surveys at the test site.

Fe-Cr-spinel, magnetization carrier, magnetic cluster, microscale phase, chromite mineralization, geomagnetic anomaly, dunite-harzburgite metamorphic complex

ВВЕДЕНИЕ

Геофизические методы разведки играют важнейшую роль при поисках и эксплуатационной разведке рудных месторождений. Работа по выявлению наиболее эффективных геофизических методов для решения конкретных задач является важнейшим фактором, определяющим целесообразность финансирования геологоразведки. Пример крупных горно-добывающих компаний (Inco, BHP Billiton и др.), успешно работающих в области основных металлов, показывает, что они процветают в значительной степени за счет вложений в интегрированную разведку. Эффективность интеграционной программы разведки определяется оптимальным сочетанием концепции генезиса руд, наиболее целесообразными методами разведки и минимальными затратами. При поисках хромитовых руд традиционно применяют геолого-геохимические методы в сочетании с гравиметрией. К сожалению, этот путь является очень трудоемким, дорогостоящим и недостаточно эффективным для альпинотипных месторождений, руды которых в соответствии с международной терминологией, относятся к podiform-type [Kospiri, 1995; Kadzialko-Hofmokr et al., 2008]. Они являются основным источником хрома в России и имеют огромное экономическое значение. Вследствие этого все более востребованным для промышленной отработки на Урале становится вкрапленное хромитовое оруденение, которое представлено небольшими телами средних размеров (от десятков до сотен метров по простиранию при мощности 2—6 м). Благоприятными факторами для использования этого сырьевого потенциала в рудных районах Среднего Урала (рис. 1) являются достаточно высокий уровень его геологической изученности, отсутствие мощного осадочного чехла, близость металлургических предприятий соответствующего профиля к источникам хромового сырья и развитая инфраструктура в этом районе в отличие от хромитовых массивов Полярного Урала [Контарь, Кокорин, 2012].

Для решения проблемы поиска, разведки и добычи хромитовых руд, особенно металлургических сортов как одного из наиболее остродефицитных видов сырья для российской промышленности [Межеловский и др., 2012], необходимо разрабатывать эффективные поисково-разведочные методы, уменьшая затраты на дорогостоящие горные работы, при этом не снижая качества разведочных работ. Это возможно при использовании

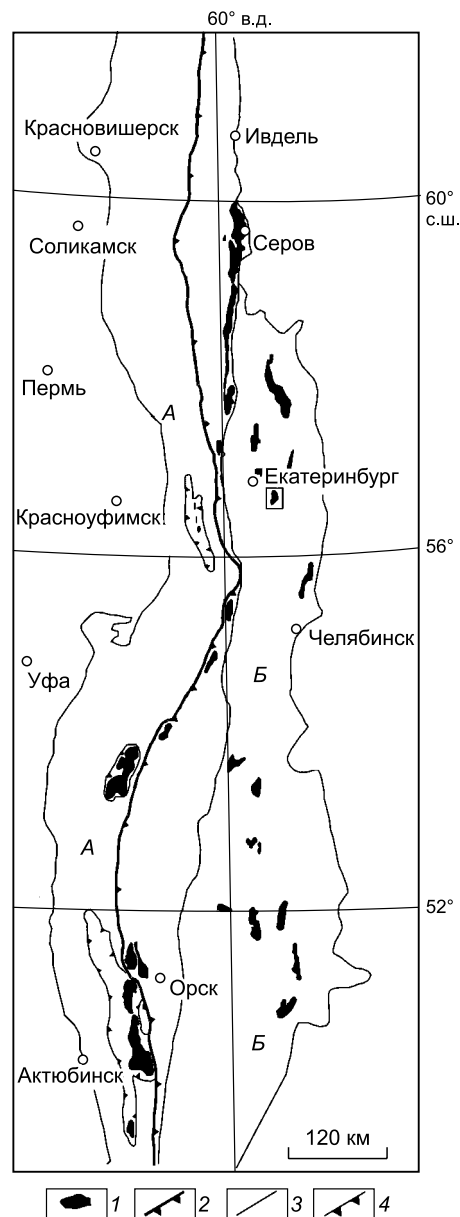


Рис. 1. Схема размещения мафит-ультрамафитовых альпинотипных массивов в Главном офиолитовом поясе Урала (по [Реестр..., 2000]):

А — перикратонная часть Восточно-Европейской платформы, *Б* — Восточно-Уральская мегазона. 1 — массивы альпинотипных ультрамафитов; 2 — Главный Уральский глубинный разлом; 3 — границы мегазон; 4 — крупные аллохтоны на восточном краю Восточно-Европейской платформы.

«бесконтактных» методов, какими являются магниторазведка и электромагнитные методы поиска и выделения рудных тел на месторождениях альпинотипных массивов.

Известно, что использование определенных геофизических методов, отвечающих поставленным задачам, в сочетании с геолого-минералогическими исследованиями, является наиболее эффективным при разведке хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых массивах [Kospiri, 1995; Mohanty et al., 2011]. Описаны открытия крупных альпинотипных хромитовых месторождений в Албании с использованием комплекса магнитных и электромагнитных методов, а в ряде случаев — посредством только магниторазведки [Renja, Lulo, 1990; Kospiri, 1995]. В результате исследователи пришли к заключению о необходимости изучения свойств Fe-Cr-шпинелей с целью повышения эффективности геофизических методов разведки [Wynn, 1983; Kospiri et al., 1999]. За рубежом совместные геолого-геофизические исследования хромитового оруденения охватывают главным образом руды расслоенных комплексов (stratiform-type) — главных поставщиков хрома для мировой промышленности. Изучение структуры и физических свойств рудообразующей шпинели является основой их подхода к решению данной проблемы.

В России эффективность геофизических исследований, сопровождающих поисковые и разведочные работы на хромититы, низка. Это связано, прежде всего, с малым количеством работ методического плана по изучению особенностей оруденения в массивах альпинотипных ультрамафитов. Необходим интегрированный подход к использованию определенных геофизических методов в соответствии с особенностями строения и структуры хромитовых тел и вмещающих породных комплексов.

Для поиска и разведки хромитовых руд в альпинотипных ультрамафитах Среднего Урала предлагается комплекс магнито- и электроразведки, который включает лабораторные исследования хромшпинелей и является наиболее эффективным и экономически целесообразным для определения расположения, конфигурации и размеров рудных тел. Выделение рудных тел по аномалиям геофизических полей осуществляется путем сопоставления горных масс, контрастных по физическим свойствам. Для рассматриваемого типа месторождений контрасты свойств пород и руд обусловлены различиями структурных и физических свойств аксессуарных и рудообразующих хромшпинелей. Установление связей между особенностями хромшпинелей на микроуровне и неоднородностями физических свойств пород и руд, проявляющимися в структуре регистрируемых геофизических полей, позволит повысить качество разведочных работ и интерпретации зарегистрированных аномалий. Представляется целесообразным проведение лабораторных исследований на начальном этапе работы на типовом участке с целью использовать изученные физические свойства хромшпинелей в качестве концептуальной основы при разработке интеграционной программы разведки для конкретных условий.

Известно много работ по изучению состава хромититов, но практически нет опубликованных работ по изучению связи изменений состава и свойств рудообразующих и аксессуарных хромшпинелей на микроуровне с проявлениями этих изменений в наблюдаемых аномалиях геофизических полей.

Предметом настоящих геофизических исследований являются рудообразующие и аксессуарные хромшпинели из альпинотипных ультрамафитов Урала.

Цель данного исследования — выявление связи между особенностями состава и магнитными свойствами хромшпинелей, концентрацией и характером распределения их в геологической среде и характером зарегистрированных аномалий геомагнитного поля для разработки высокоэффективной экономичной методики поисково-разведочных работ на хромититы данного типа.

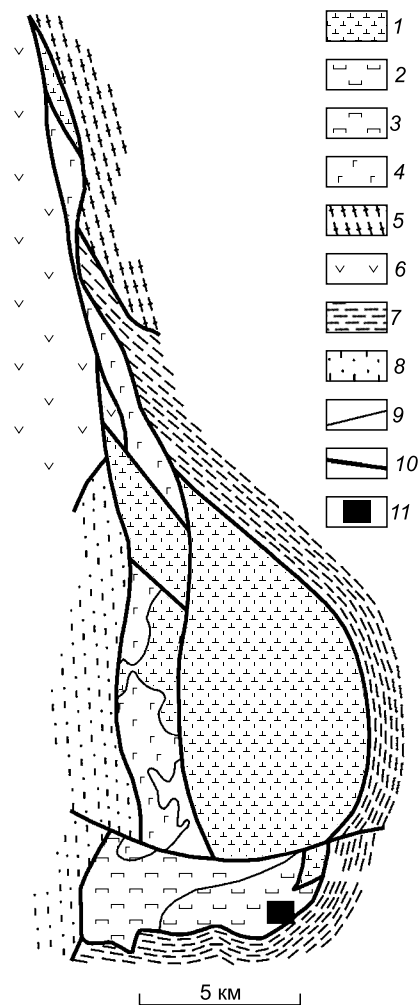
Для решения поставленной задачи на начальном этапе работ выполнен комплекс геомагнитных исследований хромитового оруденения (магнитная съемка и лабораторные исследования), проведено сопоставление зарегистрированных аномалий геомагнитного поля с особенностями изменений хромшпинели — основного носителя намагниченности на исследуемом рудопроявлении и установлены причины наблюдаемых аномалий.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛЮЧЕВСКОГО МАССИВА

Ключевской хромитоносный альпинотипный ультрабазитовый массив расположен в Свердловской области в 48 км к юго-востоку от г. Екатеринбург (рис. 2). В плане массив имеет каплевидную форму, в меридиональном направлении его длина 23 км, ширина меняется от 0.4 км на севере до 7.2 км на юге. Контакты массива с вмещающими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями повсеместно тектонические. Породы южной части массива, где расположен исследуемый типовой участок, представлены дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом, для которого характерно блоковое строение с неравномерным развитием процесса серпентинизации. К дунитам приурочено обильное вкрапленное хромитовое оруденение (выделяются около 100 рудных объектов). Руды добывались с 1865 г. до конца 30-х годов XX столетия с поверхностных участков. Некрупные рудные тела сложного строения и разнообразных форм (пластообразные, линзовидные, жилеобразные) с полосчатыми, полосчато-послойными и вкрапленными текстурами хромититов (с преобладанием последних) протяженнос-

Рис. 2. Схема геологического строения Ключевского массива (по результатам региональных геологических работ под руководством В.П. Олерского с добавлениями авторов [Иванов и др., 2012]):

1 — породы дунит-гарцбургитовой ассоциации; 2 — дуниты расслоенной части офиолитового разреза с линзами хромитов; 3 — верлиты и клинопироксениты расслоенной части офиолитового разреза; 4 — габбро; 5—8 — вмещающие породы: 5 — гнейсы и кристаллические сланцы, 6 — metabазальты, 7 — породы карбонатно-сланцевой толщи, 8 — породы карбонатно-терригенной толщи; 9 — ненарушенные геологические границы; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — участок работ.



тью от десятков до сотен метров при мощности от 0.3—0.5 м до 10—30 м группируются в рудные зоны. Хромитовые руды южной части массива относятся к одному типу — высокохромистым (содержание Cr_2O_3 в хромшпинели — 50—60 мас. %) рудам, локализованным в дунитах.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВОГО УЧАСТКА

Для геофизических исследований был выбран небольшой типовой участок (размером 70 × 30 м) в южной части Ключевского альпинотипного массива (см. рис. 2). Участок характеризуется блочной структурой, блоки сложены метаморфическими породами — аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами, тальк-хлоритовыми и тальк-хлорит-карбонатными сланцами. На участке выделяется хромититовая рудоносная зона субмеридионального простирания мощностью до 10 м. Она расположена в блоке, сложенном тальк-хлорит-карбонатными сланцами, и представляет собой пластообразное тело, насыщенное вкрапленными, жильными и полосчатыми выделениями хромититов.

На этом участке были выполнены полевые работы, отбор образцов для лабораторных исследований, детально изучены химический состав, микроструктура, магнитные свойства рудообразующих и аксессуарных хромшпинелей. Вмещающие породы на участке представлены как низкотемпературными (антигоритовые серпентиниты), так и высокотемпературными (тальк-хлоритовые сланцы) разностями по дунитам, в которых присутствует рассеянная хромитовая минерализация. Хромшпинели представлены одним генетическим типом: первичной магматической высокохромистой шпинелью [Булькин, Андреев, 1990; Симонов и др., 2009]. В результате наложенных вторичных процессов породы и руды стали более дифференцированными по магнитным свойствам. Присутствие в породах и в рудах незначительного количества (до 1—2 об. %) рассеянного вторичного магнетита, выделяющегося при серпентинизации, не может быть причиной наблюдаемого контраста магнитных свойств, проявляющегося в виде геомагнитных аномалий. В данном случае доминирующее влияние на дифференциацию пород и руд по магнитным свойствам оказывает разная степень вторичных изменений основного носителя намагниченности — железисто-хромистой шпинели.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По результатам предварительных минералогических исследований для детального изучения были отобраны образцы пород с разной степенью вторичных изменений и образцы руд с различной степенью вкрапленности хромшпинели, являющиеся типовыми для данного участка.

В данной работе они представлены образцами:

Кл 0 — тальк-хлоритовый сланец с аксессуарной хромшпинелью, содержание которой около 1—2 %, и мелкого вторичного магнетита — менее 0.5 %.

Кл 1-1 — антигоритовый серпентинит с аксессуарной хромшпинелью, содержание которой около 4—5 %, и мелкого вторичного магнетита — около 1.0 %.

Кл 2-1 — полосчатые бедные руды в тальк-хлоритовом сланце, содержание хромшпинели 15—20 % и мелкого вторичного магнетита — менее 1.0 %.

Кл 2-2 — средневкрапленные руды в тальк-хлорит-карбонатном сланце с содержанием хромшпинели 45—50 % и мелкого вторичного магнетита — менее 0.5 %.

Химический состав и магнитная структура были изучены на одних и тех же зернах хромшпинели в аншлифах. Определение состава Fe-Cr-шпинелей выполнено методом рентгеноспектрального микроанализа (точечный и профильный анализы) на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН). Микроструктурные и магнитоминералогические исследования выполнены методом оптической микроскопии (микроскоп Olympus BX-51) с использованием магнитной суспензии для выявления магнитных фаз в исследуемых образцах (ИГФ УрО РАН, ЦКП «Магнитная оптическая микроскопия» ИЕН УрФУ).

Детальные исследования магнитной структуры акцессорных хромшпинелей выполнены методом магнитно-силовой микроскопии (МСМ) на атомно-силовом микроскопе NTEGRA с приставкой для получения МСМ-изображения (ЦКП «Современные нанотехнологии» ИЕН УрФУ).

Термомагнитный анализ (ТМА) в диапазоне температур 4—1000 К выполнен на рудных монофракциях: при температурах от 4 до 300 К — на СКВИД-магнитометре (ИЕН УрФУ) и на магнитометре VSM Cryogenic CFS-9T-CVTI (ЦКП «Урал-М» ИМет УрО РАН); в интервале от 300 до 1000 К — на стандартных лабораторных установках для термомагнитного анализа (ИГФ УрО РАН, ИФМ УрО РАН). Для изучения фазового магнитного состава были подготовлены вручную порошковые рудные монофракции исследуемых образцов. Дробление образцов в яшмовой ступке и извлечение рудных зерен проводилось таким образом, чтобы зерна хромшпинелей не разрушались, обеспечивая полноценную представимость рудной монофракции образца.

Методом магниторезонансной (МР) спектроскопии исследованы отдельные зерна и рудные монофракции хромшпинелей. Спектры МР-поглощения образцов сняты на спектрометре EMX Plus фирмы Bruker (ИЕН УрФУ) в диапазоне магнитных полей 0-7000 Э, на частоте 9.86 ГГц при 160 К и при комнатной температуре.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Практические трудности при поисках и разведке хромитовых руд в альпинотипных массивах геофизическими электромагнитными методами обусловлены главным образом существенными вариациями состава, кристаллической и магнитной структур хромшпинели и ее весьма неоднородным пространственным распределением.

В результате лабораторных исследований выявлены существенные различия элементного состава, структуры и свойств изученных акцессорной и рудообразующей Fe-Cr-шпинелей, отобранных на типовом участке.

Состав и микроструктура хромшпинелей. Результаты точечных и профильных определений элементного состава на зернах демонстрируют резкую дифференциацию состава не только между рудообразующей и акцессорными хромшпинелями, но и в самих зернах минерала (рис. 3). Магнитоминералогические исследования микроструктуры Fe-Cr-шпинелей выполнены методом осаждения магнитной суспензии, широко применяемым в качестве «магнитного индикатора» для выявления магнитных минералов и деталей поверхности рудных зерен.

По краям зерен, вдоль трещин и по плоскостям спайности наблюдаются микрообласти с повышенным содержанием Fe по сравнению с матрицей первичной магматической хромшпинели. Часто именно в этих областях наблюдается осаждение магнитной суспензии, что происходит при повышенных значениях намагниченности исследуемой поверхности зерна. Это является результатом формирования магнитных фаз вторичной хромшпинели в основном за счет увеличения содержания Fe^{3+} [Шерендо и др., 2012]. Соответствие магнитных микрообластей интервалам повышенного содержания Fe в обр. Кл 1-1 (см. рис. 3) подтверждает связь между интенсивностью намагниченности и содержанием Fe^{3+} в исследуемой акцессорной хромшпинели.

Образец Кл 2-2 представляет хромитовую руду с практически не измененной первичной Fe-Cr-шпинелью, состав которой характерен для руд хромитоносных мафит-ультрамафитовых офиолитовых комплексов Урала и Монголии [Чистяков, 2010]. Изменения микроструктуры крайне слабо проявлены в зернах рудообразующей хромшпинели, в противоположность акцессорной хромшпинели антигоритовых серпентинитов (см. рис. 3, обр. Кл 1-1). По периферии зерен/блоков формируются две каймы вторичной хромшпинели, наружная из которых является магнитной (на ней происходит осаждение магнитной суспензии). Изменения в краевых областях зерен часто сопровождаются выделением микровключений хлорита. Аналогичные хлоритовые выделения в хромшпинели из серпентинитов были отмечены ранее на других объектах [Бетехтин, Кашин, 1940]. Из результатов наших наблюдений следует, что наиболее интенсивно процесс формирования вторичных магнитных фаз развивается в тех зернах хромшпинели, которые были подвергнуты динамическим воздействиям в наибольшей степени. В груп-

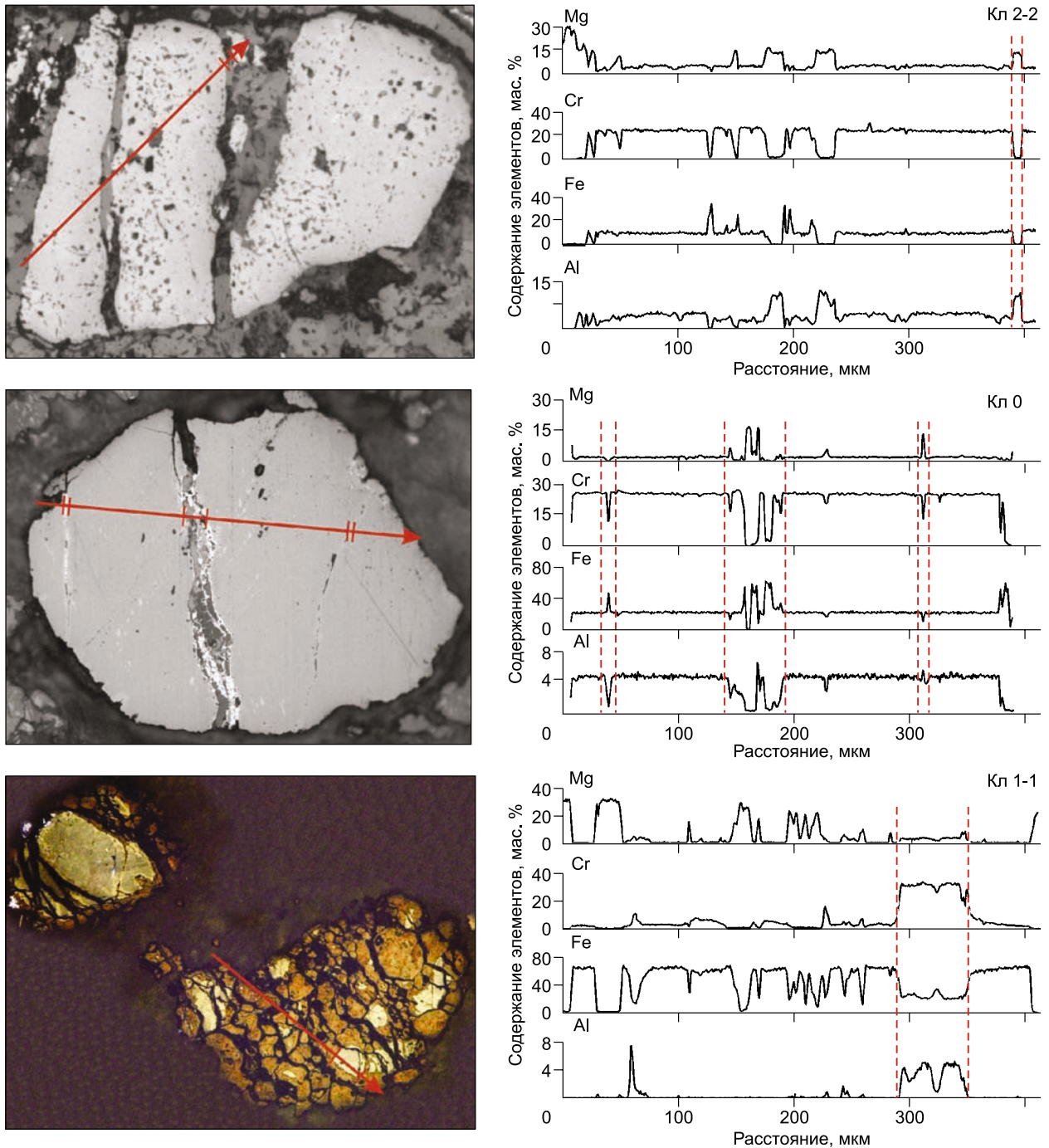


Рис. 3. Микрофотографии зерен рудообразующей и акцессорных хромшпинелей.

На обр. Кл 1-1 нанесена магнитная суспензия, коричневый цвет — области осаждения магнитного порошка и содержание элементов Mg, Cr, Fe, Al (мас. %) по результатам микрозондового профилирования (профиль — сплошная красная линия на микрофото зерен).

ных, раздробленных на мелкие блоки зерна первичная немагнитная хромшпинель практически полностью замещена магнитными фазами, на которых происходит сплошное неравномерное осаждение магнитной суспензии. Это характерно для микромагнитной структуры, впервые наблюдавшейся нами в зернах акцессорной Fe-Cr-шпинели дунитов Кытлымского массива [Шерендо и др., 2012]. В центральных областях зональных зерен и блоков раздробленных зерен сохраняются реликты первичной немагнитной шпинели (участки светло-серого цвета), на поверхности которых не происходит осаждения маг-

нитного порошка (см. рис. 3, обр. Кл 1-1). Интенсивность окрашенности магнитных областей (коричневые участки), пропорциональная степени осаждения магнитного порошка, определяется характером распределения вектора намагниченности относительно наблюдаемой поверхности зерна. Наблюдаемая магнитная структура является нетипичной в отличие от равновесной магнитной доменной структуры, которая характеризуется областями однородной намагниченности, разделенными доменными границами. Такая структура свидетельствует о неравномерном распределении вектора намагниченности по зерну, что может быть вызвано как локальными вариациями состава (главным образом вариациями содержания Fe^{3+}), так и соответствующим распределением катионов по кристаллографическим позициям в решетке и, соответственно, разной степенью обращенности шпинели. Результатом локальных изменений состава и микроструктуры является формирование в зернах первичной однородной немагнитной Fe-Cr-шпинели локальных магнитных микрофаз. Каждая магнитная микрофаза характеризуется конкретным химическим составом и катионным распределением, определяющими основные магнитные параметры микрофазы: величину и направление вектора намагниченности и температуру фазового магнитного перехода T_c . Таким образом, в зерне метаморфизованной Fe-Cr-шпинели может присутствовать набор вторичных магнитных микрофаз (магнитных кластеров) разного состава, соответственно, с разными значениями T_c и намагниченности. Количество и стабильность этих фаз, вероятно, в первую очередь определяются условиями их формирования и последующими термодинамическими воздействиями.

Характер преобразований хромшпинели в образцах тальк-хлоритовых сланцев существенно отличается от вышеописанных изменений для антигоритовых серпентинитов. Акцессорная Fe-Cr-шпинель из тальк-хлоритового сланца представлена слабоизмененными зернами (см. рис. 3, обр. Кл 0), которые по своему составу (Cr ~ 34 мас. %, Fe ~ 20 мас. %) отличаются от рудообразующей хромшпинели (обр. Кл 2-2: Cr ~ 26 мас. %, Fe ~ 12 мас. %) повышенным содержанием основных элементов Cr и Fe. При изучении магнитной структуры минерала (обр. Кл 0) наблюдается неравномерное слабоконтрастное распределение магнитной суспензии почти по всей поверхности зерна, со слабой степенью осаждения магнитного порошка, в отличие от образца антигоритового серпентинита Кл 1-1. При этом не наблюдается вышеописанной зональности зерен хромшпинели с магнитной каймой, характерной для серпентинитов.

Можно предположить, что изменения состава хромшпинели в тальк-хлоритовых сланцах произошло в два этапа. На первом этапе происходило вышеупомянутое повышение содержания железа, в том числе и за счет Fe^{3+} , практически по всему объему зерна первичной акцессорной хромшпинели (см. рис. 3, обр. Кл 0). В результате последующих преобразований происходили локальные повышения содержания железа в микрообластях по краям зерен и около микронеоднородностей. Изменения состава привели к начальному этапу формирования в структуре первичной немагнитной хромшпинели магнитных микрофаз (магнитных кластеров), присутствие которых проявляется в вышеописанной нетипичной картине магнитной структуры обр. Кл 0, наблюдаемой методом магнитной суспензии. Результаты по выявлению и «визуализации» этих ультрадисперсных фаз с использованием современных методов и аппаратуры изложены ниже.

Ряд исследователей также отмечают зависимость изменения содержания Fe в хромшпинели от степени метаморфических преобразований минерала. Тенденция повышения содержания Fe в хромшпинели при усилении метаморфизма была установлена для хромшпинели офиолитового ультрабазитового массива Сьум-Кеу, Полярный Урал [Перевозчиков и др., 2007]. Последовательное изменение состава хромшпинелидов в ряду хромит—магнетит в хромититах иличирского офиолитового комплекса, вызванное тектоническими процессами и изменениями окислительно-восстановительных условий на корово-метаморфогенной стадии, отмечают авторы работы [Киселева и др., 2014]. О микронеоднородности хромшпинели, проявляющейся в магнитной структуре зерен вследствие катионного перераспределения в решетке в процессе метаморфизма, сообщается в работе [Петровская и др., 1987]. При этом увеличение содержания Fe главным образом за счет Fe^{3+} , происходит пропорционально степени метаморфического преобразования минерала. Как известно, степень метаморфических преобразований хромшпинели обратно пропорциональна густоте вкрапленности этого минерала [Перевозчиков и др., 2007]. Меньшая густота вкрапленности акцессорной хромшпинели в тальк-хлоритовом сланце (обр. Кл 0) по сравнению с образцом бедной руды Кл 2-1 обуславливает более высокую степень преобразований ее кристаллической и магнитной структур.

Таким образом, изменения элементного состава, структурные и магнитные преобразования первичной хромшпинели магматического генезиса в первую очередь зависят от степени термодинамических воздействий и от физико-химических условий при региональном и контактном метаморфизме, метасоматозе, а также от густоты вкрапленности хромшпинели.

Термомагнитный анализ. Разная степень изменений рудообразующих и акцессорных хромшпинелей и метастабильное состояние вторичных магнитных фаз отражаются на ходе кривых магнитной

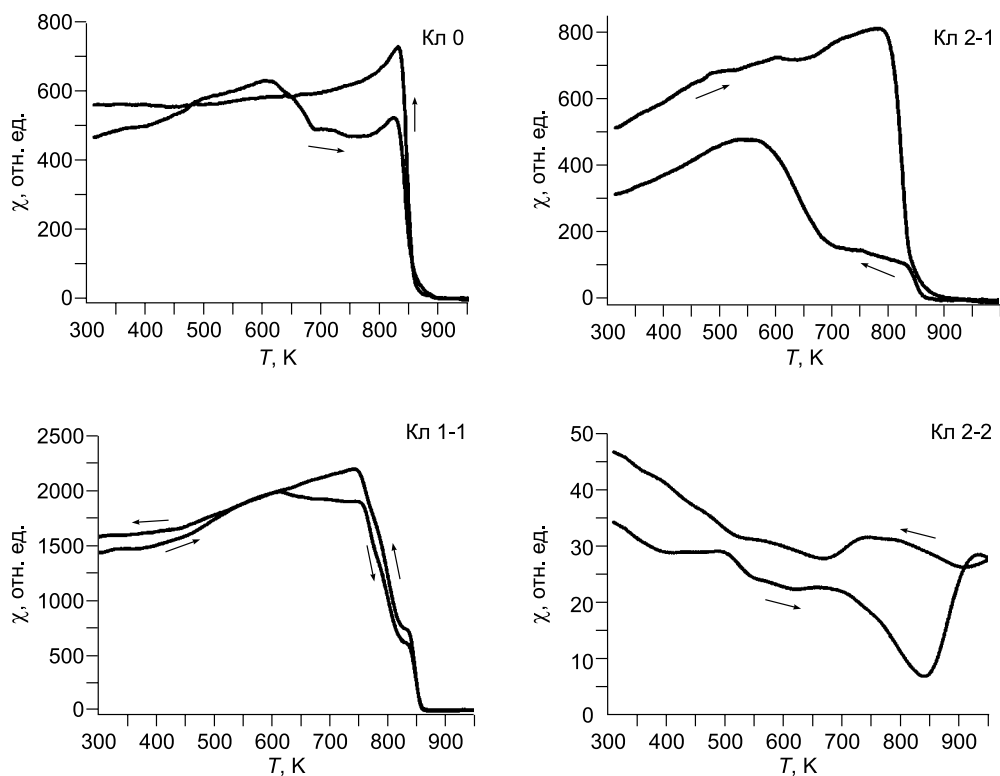


Рис. 4. Температурная зависимость магнитной восприимчивости χ рудных фракций образцов в диапазоне от 300 до 1000 К.

восприимчивости $\chi(T)$ цикла нагрев—охлаждение, измеренных в диапазоне температур (300—1000) К и представленных на рис. 4.

Практически для всех исследованных образцов, которые содержат измененные зерна хромшпинели, зарегистрирован необратимый ход термомагнитных кривых с характерной кривой нагрева в виде «горба». Необратимость термомагнитных кривых наиболее ярко проявляется для хромшпинелей из тальк-хлоритовых сланцев (см. рис. 4, образцы Кл 0 и Кл 2-1), что, очевидно, связано с особенностями их вторичных преобразований. Такой характер термомагнитных кривых свидетельствует о метастабильном состоянии вторичных магнитных фаз хромшпинелей со значениями температур Кюри (T_c) в диапазоне от ~ 600 до ~ 850 К. В результате твердофазных реакций, протекающих при лабораторном нагреве образцов до 1000 К, происходит перераспределение катионов по неэквивалентным кристаллографическим позициям, которое может сопровождаться распадом твердого раствора $(\text{Fe}_3\text{O}_4)_x(\text{FeCr}_2\text{O}_4)_{1-y}$, аналогично твердому раствору магнетит—шпинель [Harrison, Putnis, 1996]. Вероятно, в исследуемых аксессуарных хромшпинелях это приводит к формированию фаз, обогащенных хромом, имеющих значительно меньшую температуру Кюри ($T_c < 300$ К), согласно [Robbins et al., 1971], по сравнению с исходной магнитной фазой хромшпинели, а также фаз, обедненных хромом, т.е. близких по составу к хроммагнетиту. Такой тип распада характерен для изоморфных серий магнитных минералов (например, для титаномагнетитов), когда образуются минералы того же ряда, но по своему составу они ближе к конечным членам серии.

Разная степень метаморфических преобразований аксессуарной (обр. Кл 0) и рудообразующей Fe-Cr-шпинели (обр. Кл 2-1) в тальк-хлоритовых сланцах проявляется в ходе термомагнитных кривых $\chi(T)$ первого цикла нагрев—охлаждение (см. рис. 4). Более высокая степень вкрапленности (густота вкрапленности) хромшпинели в образце бедной руды Кл 2-1 определяет меньшую степень метаморфических изменений Fe-Cr-шпинели этого образца по сравнению с аксессуарной хромшпинелью обр. Кл 0. В результате вторичные магнитные микрофазы, сформировавшиеся в зернах рудообразующей хромшпинели, менее стабильны по сравнению с аналогичными фазами в обр. Кл 0 и демонстрируют существенный температурный магнитный гистерезис (см. рис. 4).

Для средневкрапленной руды (обр. Кл 2-2) характерно крайне незначительное содержание магнитных фаз. Следствием этого является очень низкая намагниченность рудной фракции образца. Очень

небольшие по объему вторичные магнитные фазы формируются около микродефектов в зернах немагнитной рудообразующей хромшпинели и выявляются микрозондовым профилированием в виде узких зон с повышенным содержанием Fe при пониженном содержании Cr, Mg и Al (см. рис. 3).

Низкотемпературные исследования намагниченности образцов позволяют получить информацию о высокохромистых шпинелях с температурами магнитных фазовых переходов T_c ниже комнатной. Термомагнитные кривые $m(T)$, измеренные в интервале от 4 до 300 К, представлены на рис. 5. Для всех исследованных образцов на кривых температурной зависимости dm/dT четко проявляются фазы с температурами T_c в диапазоне 35—55 К. Такие значения T_c соответствуют фазам хромшпинели $Fe^{2+}(Cr_{2-x}Fe_x^{3+})O_4$, близким по составу к хромиту $FeCr_2O_4$, согласно данным, опубликованным в работе [Robbins et al., 1971]. В исследуемых образцах эти фазы представляют первичную магматическую, практически немагнитную Fe-Cr-шпинель. В зернах акцессорной хромшпинели она присутствует в виде реликтовых областей первичной матрицы, а в рудном обр. Кл 2-2 эта фаза является преобладающей. Присутствие в обр. Кл 1-1 множества магнитных фаз с температурами $T_c < 300$ К (см. рис. 5, кривая $dm/dT(T)$) отражает трансформацию акцессорной хромшпинели в антигоритовых серпентинитах в ходе метаморфических процессов. Изменение состава хромшпинели от первичного магматического хромита до хроммагнетита происходит, скорее всего, постепенно через фазы промежуточных составов между крайними членами изоморфного ряда хромит—магнетит ($FeCr_2O_4—Fe_3O_4$). Деформационные процессы, воздействию которых в наибольшей степени подвержены хромшпинели антигоритовых серпентинитов (см. рис. 3, обр. Кл 1-1), усиливают степень метаморфических преобразований минерала. В результате происходит резкое изменение магнитных свойств акцессорной хромшпинели и, соответственно, вмещающей породы. Это хорошо согласуется с вышеописанными результатами микрозондовых и магнитоминералогических исследований.

Согласно вышеизложенным результатам, изученные акцессорные Fe-Cr-шпинели имеют неоднородную микроструктуру с выделениями в матрице первичной шпинели вторичных магнитных микрофаз (кластеров), обогащенных катионами Fe^{3+} . Это проявляется набором магнитных фаз с разными температурами магнитных фазовых переходов T_c на термомагнитных кривых как в низкотемпературном, так и в высокотемпературном диапазонах.

Магниторезонансная спектроскопия. Спектры магниторезонансного (МР) поглощения исследуемых образцов, зарегистрированные при комнатной температуре, представлены на рис. 6. На графиках МР-спектры представлены первой производной интенсивности сигнала резонансного поглощения,

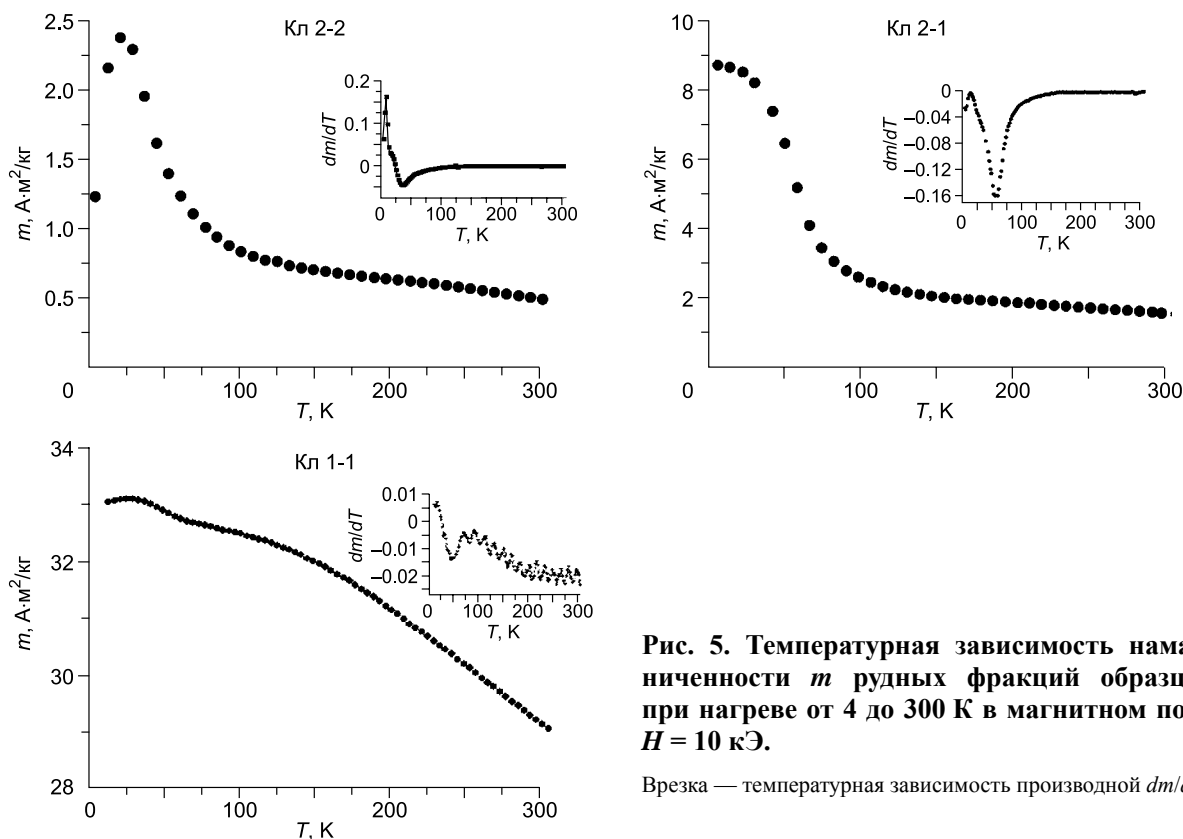
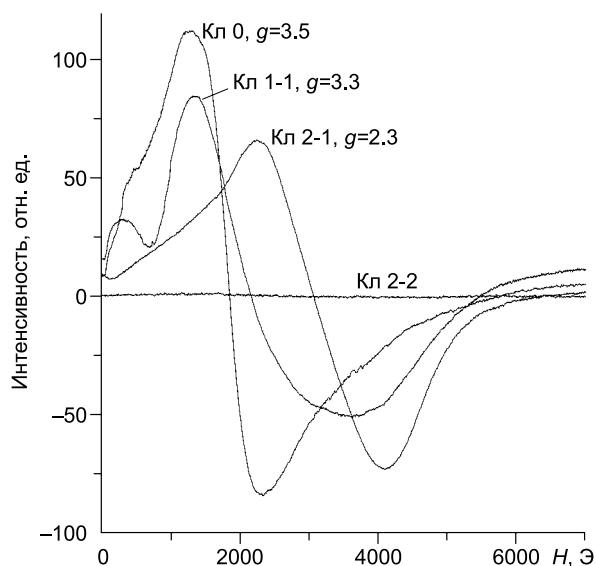


Рис. 5. Температурная зависимость намагниченности m рудных фракций образцов при нагреве от 4 до 300 К в магнитном поле $H = 10$ кЭ.

Врезка — температурная зависимость производной dm/dT .

Рис. 6. Спектры магниторезонансного поглощения рудообразующих и аксессуарных хромшпинелей при комнатной температуре в диапазоне магнитных полей 0—7000 Э, рабочая частота 9.86 ГГц.



из положения которого рассчитывается значение основного параметра спектральной линии — фактора $g_{эф}$. Все измерения выполнены при одинаковых условиях.

Сложная форма спектров аксессуарных Fe-Cr-шпинелей (наличие дополнительных линий поглощения, увеличение ширины спектральных линий) отражает их структурную и магнитную микронеоднородности. Это согласуется с вышеописанными наблюдениями магнитной структуры и результатами микрондодового анализа.

Спектр рудообразующей хромшпинели (обр. Кл 2-2) представлен почти горизонтальной линией, без заметных сигналов резонансного поглощения. Это свидетельствует о крайне незначительном содержании в кристаллической решетке исследуемой шпинели катионов Fe^{3+} , ответственных за магнитные свойства [Гончаренко и др., 1982; Леснов и др., 2005].

Спектральные линии в МР-спектрах соответствуют вторичным магнитным фазам, которые сформировались в исследованных образцах в результате метаморфических преобразований первичной немагнитной Fe-Cr-шпинели. Для всех образцов, за исключением образца средневкрапленной руды Кл 2-2, характерна линия в высокополевой части спектра со значениями фактора g , равными 2.3; 3.3 и 3.5 (образцы Кл 2-1; Кл 1-1 и Кл 0 соответственно). Линия резонансного поглощения в низкополевой части спектров хромшпинелей из тальк-хлоритовых сланцев (образцы Кл 0 и Кл 2-1) проявлена достаточно слабо, особенно в спектре образца бедной руды Кл 2-1, где наблюдаются лишь признаки этой линии. Как отмечено выше, меньшая густота вкрапленности хромшпинели в обр. Кл 0 по сравнению с рудным обр. Кл 2-1 обуславливает более высокую степень преобразований кристаллической и магнитной структур аксессуарной хромшпинели при метаморфизме. Это проявляется в наблюдаемых различиях МР-спектров этих образцов.

В спектре аксессуарной хромшпинели из антигоритового серпентинита (обр. Кл 1-1) четко проявлены две линии резонансного поглощения, соответствующие двум вторичным магнитным фазам. Это хорошо согласуется с результатами изучения состава и магнитной структуры зерен хромшпинели, из которых следует, что наиболее интенсивно процесс формирования вторичных магнитных фаз развивается в хромшпинелях антигоритовых серпентинитов, подвергнутых динамическим воздействиям в наибольшей степени.

Основная линия в высокополевой части спектров исследованных образцов (см. рис. 6) соответствует магнитной фазе, которая формируется на начальной стадии трансформации первичной немагнитной хромшпинели в магнитную фазу. Вторая линия в низкополевой части спектров проявляется в разной степени, а именно: интенсивность этой линии увеличивается в следующей последовательности образцов: средневкрапленная руда (обр. Кл 2-2) — бедная руда (обр. Кл 2-1) — аксессуарная хромшпинель в тальк-хлоритовом сланце (обр. Кл 0) — аксессуарная хромшпинель в антигоритовом серпентините (обр. Кл 1-1). Как установлено нами в результате проведенных исследований, это соответствует увеличению степени метаморфических преобразований хромшпинели в этом ряду образцов. Скорее всего, эта линия соответствует вторичной хромшпинели, близкой по составу к хроммагнетиту.

Линии МР-поглощения со значениями g от 2.3 до 3.8 обусловлены присутствием в первичной хромшпинели вторичных магнитных фаз системы $Fe^{2+}(Cr_{2-x}Fe_x^{3+})O_4$ с разными значениями x . Вероятно, значения фактора g в данном случае определяются главным образом степенью преобразований первичной Fe-Cr-шпинели в результате метаморфических процессов.

Как установлено в работе [Агафонов и др., 1973], линия с $g = 4.6$ обусловлена фазой магнетита, присутствующего в оливине ультраосновных пород. Линию с $g \sim 2.3$ авторы этой работы относят к агрегациям катионов Fe^{3+} в структуре оливина и повышение значений g -фактора объясняют структурным упорядочением суперпарамагнитных фаз и их ростом вплоть до выделения магнетита. Авторы работы [Леснов и др., 2005] при изучении оливинов из ультрамафитов методом МР-спектроскопии также при-

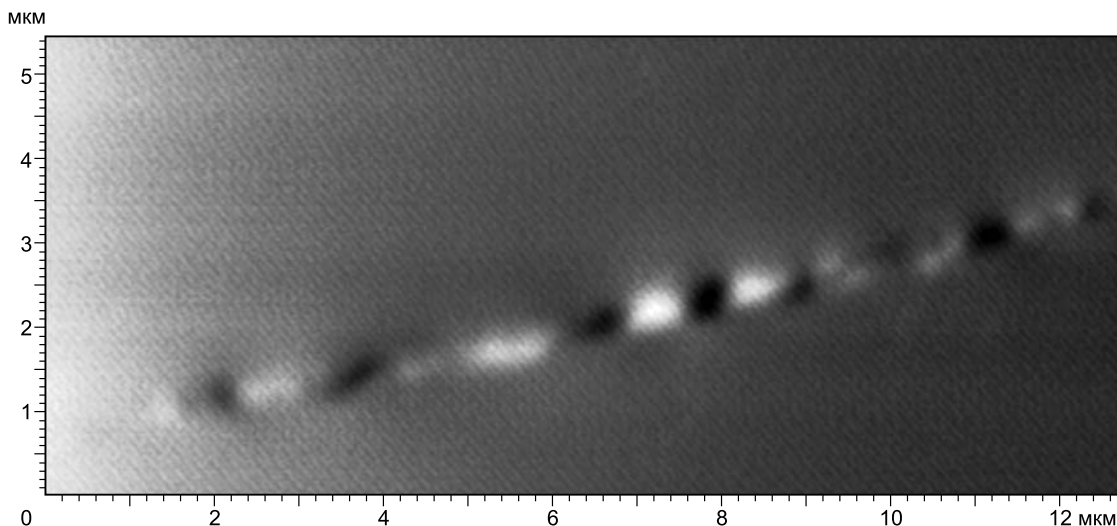


Рис. 7. МСМ-изображение поверхности сканируемой реликтовой области зонального зерна акцессорной хромшпинели (антигоритовый серпентинит).

шли к заключению, что зарегистрированные ими МР-спектры обусловлены присутствием в оливинах магнитных кластеров с переменной концентрацией катионов Fe^{3+} .

По аналогии с результатами этих авторов мы можем констатировать, что линии поглощения в МР-спектрах наших образцов обусловлены вторичными магнитными микро- и нанофазами, в разной степени обогащенными катионами Fe^{3+} . Они сформировались в процессе метаморфических преобразований хромшпинели. На начальной стадии трансформации первичной хромшпинели эти фазы представлены магнитными кластерами (суперпарамагнитными фазами). Затем с увеличением содержания катионов Fe^{3+} в решетке и повышением степени обращенности шпинели, вероятно, происходит формирование более крупных микрообластей Fe-Cr-шпинели, близких по составу к магнетиту, и слияние их с первичными магнитными кластерами. При этом происходит увеличение общего объема вторичных магнитных фаз (см. рис. 3, обр. Кл 1-1). Эта совокупность вторичных фаз определяет магнитные свойства метаморфизованных Fe-Cr-шпинелей и, соответственно, вмещающей породы в целом.

Таким образом, параметры и форма спектров МР-поглощения отражают структурные и магнитные микронеоднородности Fe-Cr-шпинелей, сформировавшиеся в результате постмагматических процессов. Это позволяет дифференцировать рудообразующие и акцессорные хромшпинели, отличающиеся по элементному составу, структуре и магнитным свойствам.

Магнитно-силовая микроскопия. При исследованиях магнитной структуры на атомно-силовом микроскопе методом магнитно-силовой микроскопии (МСМ) в зернах акцессорной хромшпинели были обнаружены магнитные кластеры, которые играют важную роль в формировании магнитных свойств вмещающих пород. В структурно однородных немагнитных областях, где оптическим методом не наблюдается минералогических изменений, в отличие от краевых зон зонального зерна (см. рис. 3, обр. Кл 1-1), зафиксированы выделения магнитных микрофаз/нанофаз. На рис. 7 представлено изображение магнитной структуры в виде цепочки магнитных образований, полученное с помощью метода МСМ, в центральной части зонального зерна хромшпинели (центральная часть — реликт первичной хромшпинели).

Основываясь на результатах модельных расчетов МСМ-изображений [Миронов, 2004], магнитные выделения, представленные на рис. 7, можно интерпретировать как цепочку однородно намагниченных магнитных частиц в виде эллиптических цилиндров, у которых вектор намагниченности лежит в исследуемой плоскости образца. Наблюдаемые одиночные магнитные домены имеют размеры в диапазоне от 0.5 до 1.7 мкм. Если в центральной части цепочки наблюдаемое МСМ-изображение имеет вид высококонтрастных черных и белых пятен, характерный для однодоменных магнитных частиц — магнитных диполей, то по краям цепочки магнитные выделения менее контрастны и имеют, по-видимому, распределение намагниченности, аналогичное описанному в работе [Mironov et al., 2010]. Уменьшение контрастности этих МСМ-изображений может быть связано с тем, что соответствующие им выявленные магнитные выделения «уходят» от поверхности наблюдения в глубину образца. Одиночные магнитные диполи размером от 70 до 100 нм или агрегации из нескольких диполей наблюдались нами также в слабоизмененных зернах акцессорной хромшпинели из тальк-хлоритовых сланцев.

Таким образом, в результате исследований акцессорных Fe-Cr-шпинелей из метаморфизованных дунитов Ключевского массива обнаружены магнитные микрофазы, сформировавшиеся в первичной немагнитной хромшпинели. Они представляют собой выделения субмикронной/наноразмерной магнитной фазы, обогащенной Fe^{3+} . Формирование наблюдаемых магнитных кластеров отражает начальный этап замещения первичной немагнитной хромшпинели магнетитом при повышении содержания катионов Fe^{3+} в кристаллической решетке.

Установлено, что метаморфические изменения акцессорных хромшпинелей приводят к существенным магнитным превращениям этого минерала в отличие от рудообразующей немагнитной хромшпинели. Это создает контраст магнитных свойств между вмещающими породами и рудными телами. Аномальный характер магнитных полей, создаваемых рудными телами и вмещающими их породами, является обоснованием для применения геомагнитных методов при поисково-разведочных работах на хромитоносных альпинотипных массивах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На типовом участке Ключевского массива были проведены комплексные геофизические опытно-методические работы, которые включали наземную магнитную съемку с использованием наземного трехкомпонентного феррозондового магнитометра МИПА-01, разработанного на основе скважинного магнитометра-инклинометра МИ-3803 в Институте геофизики УрО РАН [Астраханцев, Белоглазова, 2012]. Для магнитной съемки также использовался серийный протонный магнитометр ММП-203.

Результаты контрольных измерений полного модуля геомагнитного поля ΔT , выполненных с использованием серийного протонного магнитометра ММП-203, практически совпадают со значениями ΔT , рассчитанными по результатам измерений магнитного поля с помощью магнитометра МИПА-01. В отличие от протонного магнитометра, измеряющего полный модуль геомагнитного поля, трехкомпонентный феррозондовый магнитометр позволяет измерять магнитный азимут, вертикальную и горизонтальные составляющие, затем путем пересчета измеренных параметров вычислять элементы геомагнитного поля. Это дает дополнительную информацию о параметрах измеряемого поля и повышает достоверность геологической интерпретации трехкомпонентных магниторазведочных данных по сравнению с модульной съемкой [Магниторазведка, 1980; Ладынин и др., 2005].

В зависимости от поставленных задач выбирали количество профилей и шаг наблюдений по профилю. Визирование системы блока феррозондовых датчиков осуществляется на удаленный объект (миру). При измерениях составляющих поля ориентировка блока датчиков по профилю выполняется с помощью оптического визира. Система ориентирования феррозондовых датчиков устанавливает измерительную систему в горизонтальной плоскости. Это позволяет проводить съемку без точной установки горизонта с помощью уровней. Применяемые в данном приборе акселерометры типа АТ 1306 (разработка НПФ «Темп-Авиа», г. Арзамас) позволяют существенно повысить точность ориентирования феррозондовых датчиков в пространстве и снизить погрешность измерений, связанную с неточностью горизонтальной установки прибора. Уровень собственных шумов прибора составляет ± 2 нТл.

На типовом участке, геологическая схема которого представлена на рис. 8, по результатам наземной геомагнитной съемки зарегистрированы две аномалии (рис. 9). В соответствии с данными геологической съемки аномалия типа I соответствует известной хромитовой рудоносной зоне, а аномалия типа II фиксирует структурно-тектоническую границу между блоками, сложенными тальк-хлоритовыми сланцами и антигоритовыми серпентинитами. В результате проведенных лабораторных исследований было установлено, что эти породы существенно различаются по степени изменения состава и магнитной структуры акцессорных Fe-Cr-шпинелей, присутствующих в них.

В классическом варианте рудные тела хромитов выделяются на фоне нормального геомагнитного поля локальными отрицательными аномалиями вследствие низкой намагниченности хромита $FeCr_2O_4$ [Поиски..., 1987; Пахомов, Баторин, 2006]. При значениях измеренного поля, близких к фоновым, и малой мощности рудных тел хромиты могут вообще не выделяться магнитными аномалиями.

На исследуемом участке для тальк-хлоритовых сланцев характерны невысокие отрицательные значения вертикальной составляющей ΔZ_a до -120 нТл (см. рис. 9, а). В центральной части карты на указанном невысоком уровне магнитного поля наблюдается аномалия со значениями ΔZ_a от -120 до -220 нТл, соответствующая рудной зоне. Рудовмещающая зона хорошо прослеживается на карте соответствующих изолиний ΔH_a (см. рис. 9, б). По результатам магнитных измерений, для аномалии типа I наблюдается соответствие значений горизонтальной и вертикальной составляющих поля в рудной зоне, что позволяет выделить рудоконтролирующую ось. Таким образом, наличие отрицательной аномалии вертикального поля ΔZ_a и соответствующей локальной знакопеременной аномалии горизонтального поля ΔH_a над рудной зоной свидетельствует о контрастности магнитных свойств рудных тел и вмещающих их пород. Геомагнитные аномалии такого типа могут быть использованы в качестве одного из

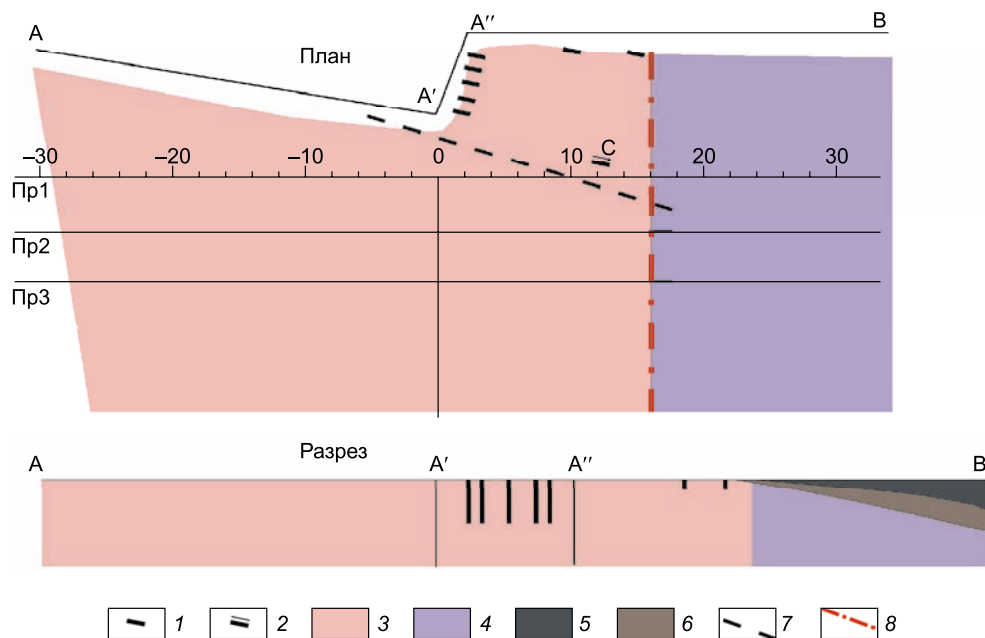


Рис. 8. Геологическая схема типового участка.

1 — находки хромитовых жил в коренном залегании; 2 — рудная жила *C*, обнаруженная геомагнитной съемкой; 3 — тальк-хлоритовые породы; 4 — антигритовые серпентиниты; 5 — почвенный слой; 6 — песчано-глинистая масса; 7 — предполагаемая граница рудоносной зоны; 8 — предполагаемая структурно-тектоническая граница.

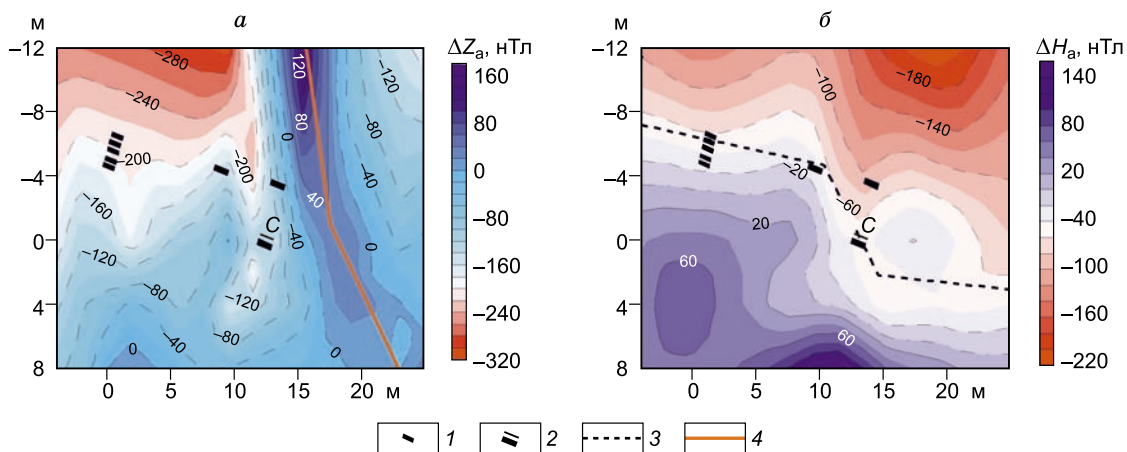


Рис. 9. Карты аномального магнитного поля:

a — вертикальная составляющая ΔZ_a ; *б* — горизонтальная составляющая ΔH_a . 1 — находки хромитовых жил в коренном залегании; 2 — рудная жила *C*, обнаруженная геомагнитной съемкой; 3 — рудоконтролирующая ось, выделенная по результатам геомагнитной съемки; 4 — структурно-тектоническая граница, выявленная по результатам геомагнитной съемки.

прогнозно-поисковых критериев при детальной разведке на хромитоносных альпинотипных ультрамафитовых массивах.

В дополнение к известным хромитовым жилам на исследуемом участке по результатам наземной магнитной съемки в пределах рудовмещающей зоны была обнаружена рудная жила *C* (см. рис. 9), не выявленная ранее геологической съемкой. Наличие этой жилы было подтверждено затем заверкой *in situ*.

Значительная часть поверхности исследуемого участка задернована, коренные выходы пород и руд прослеживаются главным образом вдоль обнажения, показанного на разрезе АВ (см. рис. 8). Вследствие этого геологические границы на задернованной части участка отрисовывались условно. Этим мож-

но объяснить некоторое расхождение между положением структурно-тектонической границы по геологическим признакам на схеме (см. рис. 8) и на карте геомагнитного поля (см. рис. 9) участка.

Зарегистрированная аномалия типа II геомагнитного поля характерна для горных массивов блокового строения с хорошо проявленной тектоникой [Магниторазведка, 1980]. На исследуемом участке это подтверждается геологическими наблюдениями.

Источник интенсивной отрицательной аномалии ΔZ_a в северо-западной части участка (см. рис. 9, а) не установлен в настоящее время. Возможно, аномалия имеет техногенную природу.

Наблюдаемое соответствие полученных геофизических и геологических данных свидетельствует о несомненной связи зарегистрированных геомагнитных аномалий с выделенными геологическими объектами: хромитовой рудоносной зоной и межблоковой структурно-тектонической границей.

Использование одного магнитного метода при разведке данного типа хромитовых руд не может обеспечивать достаточно полную информацию о локализации, форме и размерах рудных тел из-за сильной изменчивости химсостава и свойств хромшпинели, высокой степени неоднородности магнитной структуры рудного поля и относительно слабых магнитных аномалий. Для повышения качества геофизической съемки и интерпретации аномалий геофизических полей необходимо использовать комплекс геофизических методов, которые в полной мере отражают выявленные особенности хромшпинели, строение и структуру хромитовых тел и вмещающих породных комплексов. В данном случае наиболее эффективным представляется комплекс магниторазведка + электроразведка. Ранее в работе [Кожевников, Снопков, 1995] было установлено, что влияние ультрадисперсной магнитной минерализации четко проявляется в аномалиях электромагнитных полей в методе переходных процессов. При выборе конкретного метода электроразведки для рассматриваемого типа хромитовых руд необходимо исследовать особенности электропроводности и магнитные динамические характеристики Fe-Сг-шпинелей переменного состава, например, частотно-зависимую магнитную восприимчивость [Кожевников и др., 2014].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При геофизических исследованиях в южной части альпинотипного ультрамафитового Ключевского массива на типовом участке с высокохромистыми неоднородно-вкрапленными рудами, локализованными в метаморфизованных дунитах, установлено следующее.

1. Основными носителями намагниченности на исследованном участке являются метаморфизованные акцессорные железисто-хромистые шпинели первично магматического генезиса. Это обусловлено существенными изменениями состава и магнитной структуры первичной немагнитной акцессорной хромшпинели в результате метаморфических преобразований. Впервые обнаруженные в акцессорной хромшпинели магнитные кластеры (суперпарамагнитные фазы) ответственны за магнитные свойства вмещающих пород. Рудные тела сложены слабоизмененной практически немагнитной первичной магматической хромшпинелью.

2. По результатам наземной геомагнитной съемки на исследованном участке массива зарегистрированы аномалии магнитного поля двух типов:

Геомагнитная аномалия типа I соответствует хромитовой рудоносной зоне и обусловлена контрастом по намагниченности рудных тел и вмещающей породы вследствие резкой дифференциации магнитных свойств рудообразующей (т.е. формирующей рудное тело) и акцессорной хромшпинелей.

Геомагнитная аномалия типа II соответствует структурно-тектонической границе между блоками, сложенными тальк-хлоритовыми сланцами и антигоритовыми серпентинитами, которые отличаются по магнитным свойствам. Это обусловлено разной степенью структурных и магнитных преобразований акцессорных хромшпинелей, содержащихся в этих породах, в результате метаморфических процессов.

3. В результате проведенных геофизических исследований установлена связь между изменениями кристаллической и магнитной структур хромшпинели на микроуровне и геомагнитными аномалиями на типовом участке альпинотипного массива.

На основании полученных результатов и в соответствии с публикациями других исследователей [Кожевников, Снопков, 1995], для поиска и разведки рассматриваемого типа хромитовых руд предлагается рациональный комплекс магниторазведка + электроразведка, наиболее эффективно учитывающий выявленные особенности хромшпинелей на исследованном участке. Такая комбинация геофизических методов в сочетании с геолого-минералогической информацией позволит повысить эффективность геофизической съемки и качество интерпретации аномалий геофизических полей при поиске хромитовых и платиново-хромитовых руд на альпинотипных массивах.

Авторы выражают искреннюю благодарность Ю.Г. Астраханцеву (ИГФ УрО РАН) за техническую поддержку и ценные рекомендации, И.С. Чашухину (ИГГ УрО РАН) за полезные консультации, А.Г. Попову (ИФМ УрО РАН) за помощь при проведении лабораторных исследований.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН (программа № 23, проект 12-П-5-2015) и в рамках государственного задания Минобрнауки России.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Диагностика магнетита в оливинах методом электронного парамагнитного резонанса // Геология и геофизика, 1973, т. 14 (7), с. 99—102.

Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследований сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург, УрО РАН, 2012, 120 с.

Бетехтин А.Г., Кашин С.А. Хромиты СССР. Изд-во АН СССР, 1940, т. 2, 339 с.

Булыкин Л.Д., Андреев М.И. Главные генетические типы хромитовых месторождений Урала и закономерности их размещения // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, УрО РАН, 1990, с. 65—74.

Гончаренко А.И., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Исследование пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов методом э.п.р. // ДАН СССР, 1982, № 6, с. 1480—1486.

Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н. Цирконовая геохронология Ключевского габбро-ультрабазитового массива и проблема возраста палеограницы Мохоровичича на Среднем Урале // ДАН, 2012, т. 442, № 4, с. 1—5.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 333—349.

Кожевников Н.О., Снопков С.В. Магнитная вязкость траппов и ее связь с аномалиями электромагнитного поля в методе переходных процессов (Якутская кимберлитовая провинция) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 91—102.

Кожевников Н.О., Камнев Я.К., Казанский А.Ю. Анализ погрешностей измерения частотно-зависимой магнитной восприимчивости при изучении магнитной вязкости геологических сред (на примере моста Bartington MS2) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (4), с. 650—659.

Контарь Е.С., Кокорин Н.П. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы металлургических полезных ископаемых в Уральском федеральном округе // Отечественная геология, 2012, № 2, с. 23—32.

Ладынин А.В., Попова А.А., Семаков Н.Н. Векторные магнитные измерения с феррозондовыми теодолитами. Методическое пособие. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2005, 89 с.

Леснов Ф.П., Чернышев А.И., Истомин В.Е. Геохимические свойства и типоморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород // Геохимия, 2005, № 4, с. 395—414.

Магниторазведка. Справочник геофизика // Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. М., Недра, 1980, 367 с.

Межеловский Н.В., Монастырных О.С., Бучкин М.Н., Вилькович Р.В., Килипко В.А., Мишин С.А. Инвестиционный анализ воспроизводства минерально-сырьевой базы России // Разведка и охрана недр, 2012, № 1, с. 90—98.

Миронов В.Л. Основы сканирующей зондовой микроскопии. М., Техносфера, 2004, 144 с.

Пахомов М.И., Баторин В.Б. Геологические основы и геофизические методы поисков хромитов. М., РИЦ ВИМС, 2006, 67 с.

Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2007, № 4, с. 32—39.

Петровская Н.В., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Новгородова М.И., Воробьев Ю.К., Носик Л.П. Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. М., Наука, 1987, 232 с.

Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под редакцией Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича. М., Недра, 1987, 166 с.

Реестр хромитопроявлений в альпийотипных ультрабазитах Урала / Ред. Б.В. Перевозчиков. Пермь, КамНИИКИГС, 2000, 474 с.

Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические параметры расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 2, с. 125—139.

Чистяков А.В. Петрология и хромитоносность нананского офиолитового комплекса (Западная Монголия) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2010, № 5, с. 9—14.

Шерендо Т.А., Мартышко П.С., Молошаг В.П., Гараева А.А., Замятин Д.А., Митрофанов В.Я., Памятных Л.А. Структурные и магнитные микронеоднородности в аксессуарных шпинелях системы $\text{Fe}^{2+}(\text{Cr}_{2-x}\text{Fe}_x^{3+})\text{O}_4$ Кытлымского массива (платиноносный пояс Урала) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1116—1125.

Harrison R.J., Putnis A. Magnetic properties of the magnetite-spinel solid solution: Curie temperatures, magnetic susceptibilities and cation ordering // Amer. Miner., 1996, v. 81, p. 375—384.

Kadzialko-Hofmokr M., Delura K., Bylina P., Jelenska M., Kruczyk J. Mineralogy and magnetism of Fe-Cr spinel series minerals from podiform chromitites and dunites from Tapadla (Sudetic ophiolite, SW Poland) and their relationship to palaeomagnetic results of the dunites // Geophys. J. Int., 2008, v. 175, p. 885—900.

Kospiri A. Integrated geophysical surveys for searching of podiform chromite in Albania // 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society Rio'95. Expanded Abstracts, 1995, v. I, p. 544—546.

Kospiri A., Kosho P., Vukzaj N. Case histories of the application of geophysical methods to chromite exploration in the Balkans // Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition. Istanbul, 1999, O7-3, p. 38—40.

Mironov V.L., Ermolaeva O.L., Gusev S.A., Klimov A.Yu., Rogov V.V., Gribkov B.A., Udalov O.G., Fraerman A.A., Marsh R., Checkley C., Shaikhaidarov R., Petrashov V.T. Antivortex state in crosslike nanomagnets // Phys. Rev., 2010, B 81, 094436.

Mohanty W.K., Mandal A., Sharma S.P., Gupta S., Misra S. Integrated geological and geophysical studies for delineation of chromite deposits: A case study from Tangarparha, Orissa, India // Geophysics, 2011, v. 76, № 5, p. B173—B185.

Renja A., Lulo A. The quantitative interpretation of the magnetic anomalies ΔT of chromite ore bodies // Buletini I shkencave gjeologjike, Tirana, 1990, № 3, p. 101—107.

Robbins M., Wertheim G.K., Sherwood R.C., Buchanan D.N.E. Magnetic properties and site distributions in the system FeCr_2O_4 — $\text{Fe}_3\text{O}_4(\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_{2-x}\text{Fe}_x^{3+}\text{O}_4)$ // J. Phys. Chem. Solids. 1971, v. 32, p. 717—729.

Wynn J.C. Strategic minerals geophysical research: The chromite example // Min. Engin., 1983, p. 246—251.

*Рекомендована к печати 11 июня 2014 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
7 марта 2014 г.*