Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 104–122

ПРИКЛАДНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

УДК 550.382.3

ОПЫТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИНДИКАТОРОВ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАЛЕОКОСТРИЩ НА ПРИМЕРЕ ЛЁССОВ КИРГИЗИИ

Е.П. Кулакова[1], И.Е. Дедов[2], О.А. Мещерякова[1], Р.Н. Курбанов[3, 4]

[1]*Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*
[2]*Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия*
[3]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[4]*Институт географии РАН, Москва, Россия*

Обсуждаются перспективы применения петромагнитного метода для характеристики степени воздействия антропогенных костров на вмещающий субстрат и реконструкции различных параметров кострищ для целей археологии. Впервые проведено экспериментальное моделирование кострищ на лёссовом субстрате с использованием четырех типов топлива и проанализировано изменение магнитных свойств отложений в результате трансформации железосодержащих минералов. Повышенные значения магнитных параметров по сравнению с необожженными лёссами характерны и для пеплов, и для термически измененного лёсса, что делает их надежными петромагнитными идентификаторами древних кострищ.

Ключевые слова: *петромагнетизм, магнитная восприимчивость, археология, палеокострища.*

Введение

Свидетельства использования огня являются важным источником археологической информации об особенностях быта и адаптационных стратегиях древнего человека. Зачастую пепловые прослои, остающиеся на местах кострищ, обнаруживаются археологами по изменению цвета на фоне вмещающих отложений (изменение в сторону красноватых, черных или серых оттенков) и по нахождению остатков угля. Действительно, эти данные являются прямыми визуальными свидетельствами существования огня, хотя его происхождение может быть как естественным, вызванным природными пожарами, так и антропогенным. Однако сохранения угольных остатков может не произойти, а интенсивность изменения цвета может слабеть с течением времени или этого изменения может вовсе не быть [Morinaga et al., 1999]. Это приводит к тому, что в полевой практике археологических исследований для обнаружения древних кострищ все большее применение начинают находить магнитные методы, такие как съемка аномалий магнитного поля и измерение магнитной восприимчивости *in situ*. Установлено, что древние кострища создают над собой положительные аномалии магнитного поля и характеризуются увеличением значений магнитной восприимчивости по сравнению с вмещающими породами [Gibson, 1986; Jrad et al., 2014].

Начиная с ранних работ Le Borgne [1955, 1960], широко известен факт, что нагрев изменяет магнитную структуру почв и увеличивает их магнитную восприимчивость. Это свойство вызвало интерес в междисциплинарных исследованиях и стало находить широкий отклик в геоархеологических работах [Tite, Mullins, 1971; Mullins, 1974]. В дальнейшем исследователи стали формулировать методологические подходы, позволяющие находить следы существования огня на археологических стоянках по магнитным и петромагнитным данным, даже если часть первоначальных признаков воздействия огня не сохранилась в результате изменения и переработки отложений [Barbetti, 1986]. Развитием этих работ стал поиск методов для распознания костров природного происхождения (природные пожары) и антропогенного генезиса (кострища, очаги, печи и другие виды контролируемых человеком костров) [Barbetti, 1986; Bellomo, 1993].

Одним из направлений применения магнитных методов в решении археологических задач является геофизическое площадное картирование стоянок по аномалиям магнитного поля и значениям магнитной восприимчивости [Матасова и др., 2013, 2016]. Магнитная съемка стала важным методом в практике археологии, являясь недеструктивным методом с возможностью картирования больших площадей. Было установлено, что положительные аномалии магнитного поля над древними очагами связаны с повышенными концентрациями магнитных минералов [Bonhomme, Stanley, 1986; Gibson, 1986; Linford, Canti, 2001; Jrad et al., 2014]. Локальные магнитные

© Кулакова Е.П., Дедов И.Е., Мещерякова О.А., Курбанов Р.Н., 2021
DOI: 10.17223/25421379/18/9

аномалии и зоны с повышенными значениями магнитной восприимчивости *in situ* являются признаками возможных древних очагов и определяют наиболее перспективные участки для археологических раскопок [Смекалова и др., 2007].

Другим направлением является лабораторное петромагнитное изучение образцов с целью характеристики отложений из кострищ и изменений, происходивших в ходе нагрева. Применение разнообразных петромагнитных параметров стало возможным благодаря развитию технической базы и увеличению чувствительности приборов. Данное направление тесно связано с экспериментальным моделированием, проводимым для сравнения полученных результатов с природными объектами и дальнейшего решения обратных задач. Особый интерес представляют пепловые отложения, изучение которых проводится для определения типа топлива [Peters et al., 2001, 2002; Church et al., 2007] и, соответственно, адаптационных стратегий древнего человека. В связи с тем, что прямые свидетельства существования костра (пепловые прослои или угольные остатки) могут быть эродированы или перемещены в результате деятельности человека или постседиментационных процессов, идентификация кострищ может быть основана на обнаружении термически измененных пород, служивших субстратом для древнего кострища.

Многими авторами проводилось экспериментальное моделирование костров с дальнейшим изучением магнитных свойств термически измененных пород для установления степени воздействия на исследуемый субстрат (температура прогрева и минералогические изменения) [Morinaga et al., 1999; Linford, Canti, 2001; Jrad et al., 2014; Aldeias et al., 2016]. Стоит отметить, что эти параметры довольно вариативны и зависят от продолжительности горения, максимальной температуры костра, исходного минералогического состава пород, влажности и плотности субстрата, окислительно-восстановительных условий среды, повторного воспроизведения костров на том же месте.

Таким образом, на данный момент разработана общая методика обнаружения древних кострищ по петромагнитным данным и обозначены основные изменения, которые могут происходить при воздействии высоких температур. Имеется опыт успешного применения экспериментального моделирования в решении задач при исследовании природных археологических объектов [Maki et al., 2006; Jrad et al., 2014]. Однако в преобладающем большинстве работы предшественников имеют лишь частное применение и могут быть использованы для археологических стоянок с аналогичными литологическими и палеоклиматическими условиями. Учитывая разнообразие типов отложений, широкий спектр климатических условий, характерных для того или иного археологического объекта, а также многообразие возможных источников топлива, метод экспериментального моделирования является индивидуальным для каждого археологического контекста и актуальным. Экспериментальное моделирование является необходимым условием для определения особенностей изменения петромагнитных свойств отложений.

Целью исследования является оценка перспектив применения петромагнитных методов для реконструкции характеристик древних кострищ, встречающихся в лёссово-почвенных сериях различных районов Центральной Азии. В своей работе мы представляем результаты экспериментального моделирования костров на лёссовом грунте с использованием различного типа топлива и анализ их магнитных свойств. В качестве исходного субстрата может выступать материал как из горизонтов лёсса, так и погребенных почв, выбор которого определяется конкретной геоархеологической задачей.

В данном исследовании эксперимент проводился с позднеплейстоценовыми лёссами (голодностепский комплекс Ферганской долины) из разреза в районе стоянки Обишир (Баткенская область, Киргизия). Материал был отобран из горизонта лёссов между современной почвой и педокомплексом, отвечающим третьей изотопно-кислородной стадии, ввиду частого обнаружения в подобных осадках стоянок позднего палеолита и эпипалеолита [Додонов, 2002; Шнайдер, 2015]. В связи с необходимостью определения характеристик кострищ при изучении палеолитических памятников Центральной Азии, нами предпринята попытка разработки методики проведения подобных работ на основе анализа изменения петромагнитных свойств отложений в ходе контролируемого эксперимента. Для этого необходимо выявить причину увеличения магнитной восприимчивости, регистрируемого полевым каппаметром, и определить возможности использования этого параметра как средства быстрой идентификации древних кострищ в полевых условиях. Отдельной задачей является поиск путей для определения степени влияния типа топлива на магнитные свойства пепла и термически измененного субстрата.

Методика исследований и используемый материал

Экспериментальные костры. Нами были проведен контролируемый эксперимент, в ходе которого изучены петромагнитные характеристики четырех костров с использованием различного вида топлива (рис. 1). В качестве топлива были выбраны материалы, доступные и используемые в географическом регионе исследования: кость (сухая), терескен (кустарник, распространенный на территории Центральной Азии), древесина (крупные ветки и поленья), кизяк (высушенный навоз). Для первоначаль-

ного розжига костра с использованием кости как основного вида топлива также использовались ветки терескена и деревьев. В качестве подложки для всех костров был использован лёсс. В связи с тем, что изучался материал из средней части разреза, а также для создания единых условий влажности и пористости, нами были отобраны лёссы с одной глубины, из которых мы подготовили искусственные насыпи. Каждое экспериментальное кострище представляло собой круглую насыпь лёсса диаметром 30–35 см и высотой 10–12 см с углублением на 3–5 см в центре. В ходе эксперимента наблюдались различия в долготе и интенсивности горения, а соответственно, и в достигаемых температурах прогрева нижележащих отложений в связи с различной калорийностью используемого топлива. Для дальнейшего петромагнитного изучения было отобрано по три образца из каждого костра: образец лёссовой подложки до начала эксперимента, образец обожженного лёсса из приповерхностного слоя (0–2 см) непосредственно под местом горения и образец пепла, образовавшегося в результате горения.

Рис. 1. Экспериментальное моделирование костров

a–c – фотографии различных стадий эксперимента на примере костра с использованием терескена как топлива: a – лёссовый субстрат (подложка) до костра, b – горение топлива, c – кострище, образование пеплового слоя; d – общий вид на костры в течение эксперимента

Fig. 1. Experimental fire modeling

a–c – photographs of various stages of the experiment with using winterfat as a type of fuel: a – loess substrate before the fire, b – fuel combustion, c – hearth, formation of an ash layer; d – general view of the fires during the experiment

---

Петромагнитные измерения. Петромагнитные исследования являются быстрым, относительно дешевым и простым в измерении инструментом для идентификации изменений, происходящих в субстрате при его прогреве. В ходе исследований может быть получена информация о магнитной минералогии пород, концентрации и размере магнитных минералов [Evans, Heller, 2003]. Нами были проведены измерения следующих магнитных параметров.

1. Удельная магнитная восприимчивость (χ) – величина, характеризующая связь намагниченности единицы массы вещества с магнитным полем в этом веществе. Ферромагнитные и парамагнитные минералы имеют положительные значения магнитной

восприимчивости и вносят основной вклад в суммарную восприимчивость, в то время как диамагнитные минералы, обладая отрицательными значениями магнитной восприимчивости, занижают значения суммарной восприимчивости.

2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости показывает изменение значений магнитной восприимчивости в ходе нагрева до заданной температуры и последующего охлаждения от нее (нагрев до 700 °C). Анализ термомагнитных кривых позволяет определить основные минералы-носители намагниченности и помогает отследить минеральные преобразования в ходе нагрева и охлаждения.

Измерения магнитной восприимчивости, ее температурной и частотной зависимостей осуществлялись на каппабридже MFK1-FA производства AGICO (Чехия).

3. Частотная зависимость магнитной восприимчивости (χ_{FD}) является величиной, отражающей различие значений магнитной восприимчивости при измерении ее на низкой и высокой частотах. Данный параметр чувствителен к присутствию очень мелких зерен магнетита (менее 0,03 мкм), находящихся в суперпарамагнитном состоянии (SP) [Dearing et al., 1996]. Частотная зависимость χ_{FD} в абсолютных величинах и в процентном выражении определяется следующим образом:

$$\chi_{FD} = \chi_{LF} - \chi_{HF},$$

$$\chi_{FD}\,(\%) = (\chi_{LF} - \chi_{HF})/\,\chi_{LF} \times 100,$$

где χ_{LF} и χ_{HF} – значения магнитной восприимчивости на низкой и высокой частоте соответственно.

При определении частотной зависимости на каппабридже MFK1-FA измерения магнитной восприимчивости осуществлялись на рабочих частотах LF = 976 Гц и HF = 15616 Гц. В связи с тем, что в истории петромагнитных исследований долгое время использовался иной инструмент, Bartington MS-2 Susceptibility Meter, с рабочими частотами LF = 465 Гц и HF = 4650 Гц, имеется необходимость в ведении поправки к получаемым нами данным, учитывающей различие в используемых частотах. Поэтому для дальнейшего сравнения с литературными данными мы будем использовать вместо χ_{FD} такой параметр, как χ_{FB}, предложенный в работе [Hrouda, 2011] и определяемый как

$$\chi_{FB} = \frac{\ln 10}{\ln f_{HF} - \ln f_{LF}}\chi_{FD}, \qquad (1)$$

где f_{HF} и f_{LF} – значения высокой и низкой частот, на которых производят измерения. Параметр χ_{FB} соотносит логарифмическую разницу между используемыми частотами к 10, т.е. отношению частот в Bartington. Очевидно, что для измерений, проведенных на Bartington, $\chi_{FB} = \chi_{FD}$, а для иных инструментов параметр χ_{FB} будет отличаться согласно отношению используемых частот.

4. Идеальная (безгистерезисная) остаточная намагниченность (ARM) – остаточная намагниченность, созданная в убывающем от некоторого значения до нуля переменном поле (AF) в присутствии постоянного магнитного поля (DC). В наших экспериментах ARM создавалась при параметрах DC = 0,05 мТл и AF = ±130 мТл и измерялась на криогенном SQUID магнитометре производства фирмы 2G Enterprises (США). ARM чувствительна как к концентрации магнитных минералов, так и к их размеру.

5. Остаточная намагниченность насыщения (SIRM) – величина остаточной намагниченности, образующейся в образце после мгновенного воздействия на него постоянного магнитного поля, равного или превосходящего поле магнитного насыщения образца. Является крайним случаем изотермической остаточной намагниченности (IRM), которая образуется подобным образом, но в магнитных полях меньших полей насыщения. SIRM создавалась на образцах, предварительно размагниченных переменным полем (AF = 130 мТл), при помощи установки импульсного намагничивания ASC IM-100 посредством воздействия коротким импульсом магнитного поля DC = 1 Тл. Созданная остаточная намагниченность насыщения измерялась на криогенном SQUID магнитометре. Величина SIRM может быть использована для оценки общей концентрации ферромагнитных минералов в породе.

6. S-ratio – параметр, определяющий относительный вклад магнитных минералов с разной коэрцитивностью в остаточную намагниченность насыщения. Данный параметр является эффективной мерой при оценке соотношения в образце количества «магнитомягких» (например, магнетит и (или) маггемит) и «магнитожестких» (например, гематит и (или) гетит) минералов. S-ratio определяется следующим образом: прямое поле интенсивностью 1 Тл прикладывается к образцу, после чего измеряется его остаточная намагниченность (зачастую это SIRM), далее прикладывается обратное поле (в практике петромагнитных исследований используют обратные поля, соответствующие –100 мТл и –300 мТл), и также измеряется остаточная намагниченность образца (IRM). Параметр рассчитывается следующим образом:

$$\text{S-ratio}_{100\text{мТл}} = -\,(\text{IRM}_{-100\text{мТл}}/\text{SIRM}_{+1000\text{мТл}}),$$

$$\text{S-ratio}_{300\text{мТл}} = -\,(\text{IRM}_{-300\text{мТл}}/\text{SIRM}_{+1000\text{мТл}}).$$

Расчет S-ratio выполнен для обоих обратных полей. Измерения намагниченности произведены на вибромагнитометре (VSM) PMC MicroMag 3900.

7. Показатель магнитной жесткости HIRM отражает абсолютный вклад магнитожестких минералов в общую остаточную намагниченность образца. При его расчете используются те же значения остаточной намагниченности в прямом и обратных полях, что и при определении S-ratio:

$$\text{HIRM}_{-100\text{мТл}} = (\text{SIRM}_{+1000\text{мТл}} + \text{IRM}_{-100\text{мТл}})/2,$$

$$\text{HIRM}_{-300\text{мТл}} = (\text{SIRM}_{+1000\text{мТл}} + \text{IRM}_{-300\text{мТл}})/2.$$

8. Гистерезисные параметры включают в себя намагниченность насыщения (Ms), остаточную намаг-

ниченность насыщения (Mrs), коэрцитивную силу (Bc), получаемые непосредственно в процессе снятия петли гистерезиса, а также остаточную коэрцитивную силу (Bcr). Гистерезисные параметры помогают в определении магнитной минералогии и дают информацию о доменном состоянии (размере) зерен. Измерения производились на вибромагнитометре (VSM) PMC MicroMag 3900 и включали снятие петель гистерезиса, кривой нормального намагничивания и остаточной намагниченности в обратных полях. По данным гистерезисных параметров была построена диаграмма Дэя–Данлопа, показывающая зависимость Mrs/Ms от Bcr/Bc [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, 2002b].

9. Анализ спектров коэрцитивности образцов по методу «cumulative log-Gaussian analysis» (CLGA) кривой нормального намагничивания [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002] производился в веб-приложении MAX UnMIX [Maxbauer et al., 2016].

Все петромагнитные исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН имени О.Ю. Шмидта. Для каждого исследуемого образца в связи с его естественной неоднородностью были сделаны дубли в количестве 3–4 штук. Основные значения петромагнитных параметров, таким образом, являются осреднением показателей дублей.

Результаты и интерпретация

1. Экспериментальные костры. В нашем эксперименте наблюдались различные излучательные световые интенсивности костров, процессы горения (тление или открытый огонь), ощущаемый жар от костров и скорости накопления пеплового прослоя в зависимости от используемого типа топлива. Наибольшие излучение света и ощущаемый жар исходили от костров из древесины и терескена, отличающихся также стабильностью и легкостью поддержания. Сильнейший жар был и у костра с использованием сухих костей, однако его горение было нестабильным, а выгорание костей довольно быстрым. Костер с использованием кизяка характеризовался непродолжительным и малым в высоту пламенем, но очень длительной по продолжительности стадией тления с высоким тепловыделением. Костры из терескена и кизяка для долговременного поддержания требовали большой объем материала, что привело к быстрому формированию мощного пеплового прослоя. В связи с различной скоростью выгорания и разного первоначального объема материалов длительность горения костров была различной (табл. 1).

В обобщающей работе [Aldeias, 2017] приводятся следующие величины максимальных температур, достигаемых в экспериментальных кострах, использующих различные типы топлива. В кострах на основе костей с небольшой примесью древесины в среднем достигаются температуры 605–825 °C вплоть до 900 °C даже при продолжительности горения порядка 1–2 ч. Костры из древесины при непродолжительном горении в первые часы дают средние температуры в диапазоне 465–760 °C, однако при подержании таких костров более суток могут быть достигнуты пиковые температуры 900–1 000 °C. Данные по использованию высушенного навоза крупного рогатого скота как топлива свидетельствуют о пиковых температурах 630–800 °C, информация о продолжительности горения не приводится. Данные о кострах с использованием кустарникового типа топлива в литературе не приводятся, но ввиду особенностей строения стеблей кустарников по сравнению с деревьями мы предполагаем, что средние температуры не должны превосходить таковых для древесины и, вероятно, являются более низкими.

2. Магнитная минералогия. Значения основных петромагнитных параметров приведены для образцов исходного лёссового субстрата и обожженных отложений в табл. 2, для образцов пепла – в табл. 3. Для всех образцов лёссов, подвергнутых температурному воздействию, и образцов пепла характерны более высокие значения удельной магнитной восприимчивости (χ), частотной зависимости магнитной восприимчивости (χ_{FD}, χ_{FB}) и остаточных намагниченностей SIRM и ARM по сравнению с этими показателями для лёссов. Степень увеличения магнитных свойств вариативна от образца к образцу. Исходный лёсс имеет средние значения SIRM – 5,0 мА м^2/кг, ARM – 0,047 мА м^2/кг. Величины SIRM и ARM возрастают в 1,1–4,0 и 1,1–3,6 раз в образцах обожженного лёсса и в 1,2–2,9 и 1,6–3,4 раз выше для образцов пепла (рис. 2). Параметр S-ratio оценивает пропорцию менее коэрцитивных минералов к более коэрцитивным, где порог разграничения минералов по жесткости определяется выбранным значением поля (100 или 300 мТл). Результаты показывают (табл. 2), что подверженные температурному воздействию образцы лёссов обладают более высокими значениями S-ratio$_{100мТл}$, в то время как параметр S-ratio$_{300мТл}$ имеет незначительное увеличение. Кроме того, намагниченность, связанная с магнитожесткими минералами (HIRM), в обратном поле 100 мТл для практически всех обожженных пород лёсса значимо уменьшается, а в обратном поле 300 мТл испытывает лишь небольшое понижение значений (за исключением образца Кс-2). Это свидетельствует, что наблюдаемое увеличение магнитной восприимчивости и остаточных намагниченностей обожженных пород связано одновременно и с повышением концентрации низкокоэрцитивных минералов (с коэрцитивностью до 100 мТл) и с разрушением более магнитожестких (с преимущественной коэрцитивностью 100–300 мТл, но также и более) по сравнению с исходным субстратом. Для образцов из костров с терескеном и кизяком, где рост намагниченностей незначителен, происходит более интенсивное разрушение относительно магнитожестких минералов, нежели новообразование магнитомягких.

Таблица 1

Характеристика экспериментальных костров по данным наблюдения

Table 1

Characteristics of experimental fires according to observation data

Параметр	Тип топлива			
	Кость (+кустарник)	Древесина	Кизяк	Терескен
Длительность горения	2 ч	6 ч	4 ч	1,5 ч
Высота пламени	средняя (20–40 см)	высокая (40–100 см)	низкая (0–20 см)	высокая (40–100 см)
Скорость выгорания топлива	4 кг/ч	2 кг/ч	3 кг/ч	10 кг/ч
Остатки	Карбонатизированные остатки костей, пепла мало	Фрагменты углей, чистый белый пепел	Много серого неплотного пепла	Много плотного пепла с небольшими угольными фрагментами

Таблица 2

Значения петромагнитных параметров для образцов исходного лёссового субстрата (1) и обожженных отложений непосредственно под местом разведения экспериментальных костров (2)

Table 2

Values of rock-magnetic parameters for samples of the initial loess substrate (1) and burnt sediments directly under the place of the experimental fires (2)

Образец	Описание	χ ($\times 10^{-6}$ м^3/кг)	χ_{FB}, %	χ_{FD} ($\times 10^{-8}$ м^3/кг)	SIRM (мА м^2/кг)	ARM (мА м^2/кг)	S-ratio$_{100мТл}$	S-ratio$_{300мТл}$	HIRM$_{100мТл}$ (мА м^2/кг)	HIRM$_{300мТл}$ (мА м^2/кг)
Кс-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,41	5,2	2,6	5,0	0,045	0,51	0,92	1,09	0,17
Кс-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из кости)	1,55	7,4	13,9	11,5	0,142	0,87	0,97	0,88	0,20
Др-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,41	5,1	2,5	4,8	0,044	0,52	0,93	1,20	0,19
Др-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из древесины)	1,72	5,8	12,0	19,4	0,162	0,89	0,99	1,19	0,15
Тр-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,42	5,1	2,6	5,0	0,046	0,52	0,92	1,18	0,19
Тр-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из терескена)	0,54	5,8	3,8	5,4	0,057	0,71	0,93	0,70	0,17
Кз-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,46	5,5	3,1	5,2	0,052	0,54	0,93	1,19	0,19
Кз-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из кизяка)	0,54	5,0	3,3	6,2	0,055	0,74	0,94	0,75	0,17

Таблица 3

Значения петромагнитных параметров для образцов пепла

Table 3

Values of rock-magnetic parameters for ash samples

Образец	χ ($\times 10^{-6}$ м^3/кг)	χ_{FB}, %	χ_{FD} ($\times 10^{-8}$ м^3/кг)	SIRM (мА м^2/кг)	ARM (мА м^2/кг)	S-ratio$_{100мТл}$	S-ratio$_{300мТл}$	HIRM$_{100мТл}$ (мА м^2/кг)	HIRM$_{300мТл}$ (мА м^2/кг)
Кс_пепел	1,20	7,3	10,5	9,0	0,088	0,86	0,97	0,61	0,14
Др_пепел	1,07	7,1	9,1	9,3	0,096	0,83	0,96	0,65	0,13
Тр_пепел	1,71	7,7	15,6	14,3	0,155	0,85	0,96	0,74	0,18
Кз_пепел	0,69	6,5	5,4	6,1	0,070	0,84	0,97	0,81	0,16

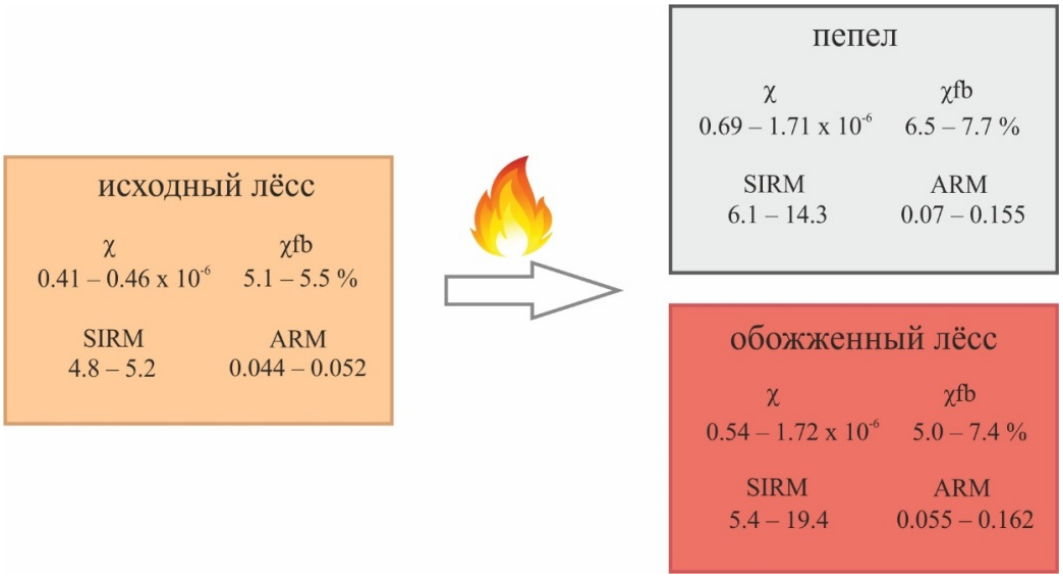

Рис. 2. Величины петромагнитных параметров для образцов исходного лёсса, обожженного лёсса и пепла
Магнитная восприимчивость (χ) выражена в м^3/кг, SIRM и ARM – мАм^2/кг

Fig. 2. Values of rock-magnetic parameters for samples of original loess, heated loess and ash
Magnetic susceptibility (χ) is expressed in m^3/kg, SIRM and ARM are expressed in mAm^2/kg

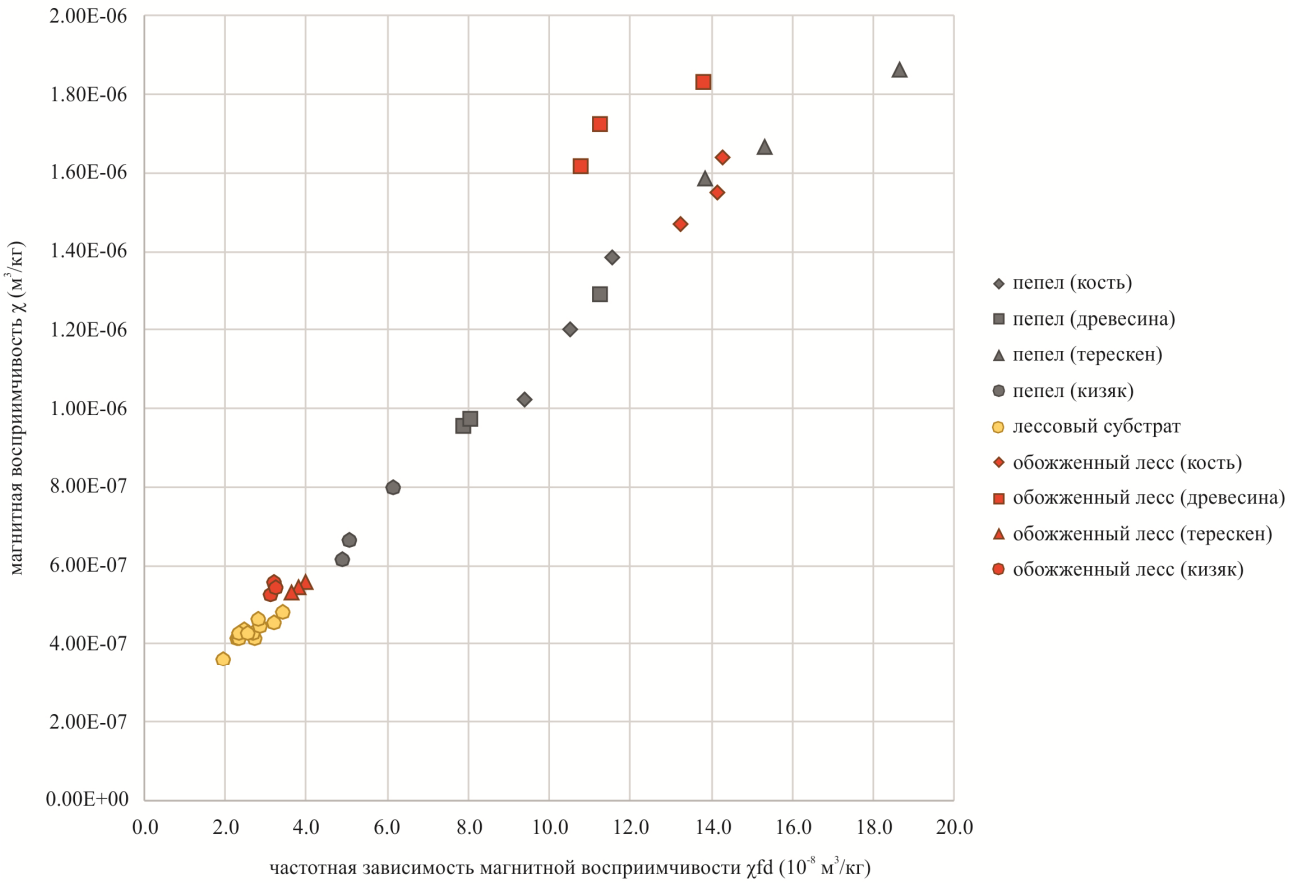

Рис. 3. Диаграмма значений удельной магнитной восприимчивости (χ) и частотной зависимости магнитной восприимчивости (χ_{FD}) для всех дублей образцов

Fig. 3. Plot of frequency dependence of the magnetic susceptibility (χ_{FD}) against magnetic susceptibility (χ) for all specimens

2.1. Магнитная восприимчивость. Результаты экспериментального моделирования обнаруживают ожидаемое увеличение значений магнитной восприимчивости (МВ) как для образцов обожженного лёсса, так и для пепла. На рис. 3 приведено сравнение значения удельной МВ (χ) и частотной зависимости МВ (χ_{FD}). Изначальный лёссовый субстрат показывает среднее значение удельной МВ 0,43 × 10^{-6} $м^3$/кг и диапазон значений частотной зависимости МВ 2,0–3,5 × 10^{-8} $м^3$/кг со средним значением 2,7 × 10^{-8} $м^3$/кг. Показатели выраженной в процентах частотной зависимости МВ (χ_{FB}) составляют 4,7–6,0 % со средним значением 5,2 %, что свидетельствует о значительном присутствии мельчайших магнитных частиц, находящихся в суперпарамагнитном состоянии, в первичном лёссе [Dearing et al., 1996]. Все пепловые образцы обнаруживают повышенные значения как по удельной, так и по частотной зависимости МВ по сравнению с лёссовым субстратом и имеют значения, варьирующие в диапазоне 0,61–1,87 × 10^{-6} $м^3$/кг для удельной МВ, 5,0–18,6 × 10^{-8} $м^3$/кг и 6,4–8,3 % – для абсолютной и процентной частотной зависимости МВ соответственно. Удельная МВ пеплов четко коррелирует с частотной зависимостью МВ (рис. 3). Это свидетельствует о том, что повышение МВ вызвано увеличением магнитной концентрации суперпарамагнитных частиц.

Образцы обожженного лёсса тоже характеризуются повышением значений удельной МВ и абсолютной частотной зависимости МВ (за исключением образца обожженного лёсса из костра на кизяке), однако степень их корреляции ниже, чем у пеплов, что говорит о более разнообразном изменении магнитной минералогии. Значения удельной МВ варьируют в широком диапазоне 0,52–1,83 × 10^{-6} $м^3$/кг и зависят, скорее всего, от степени прогрева лёсса. Повышение МВ связано с образованием в ходе нагрева новых магнитных фаз (магнетит/маггемит) из немагнитных или слабомагнитных (см. подраздел 2.2).

2.2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости. Температурная зависимость магнитной восприимчивости является чувствительным параметром как к размеру зерен, так и к изменениям в магнитной минералогии, происходящим в ходе цикла нагрева и охлаждения. Для всех образцов, полученных в ходе эксперимента, в первом цикле кривая охлаждения идет значительно выше кривой нагрева, свидетельствуя об образовании новых сильных магнитных фаз в ходе прокаливания (рис. 4). Второй цикл нагрева, в свою очередь, не вызывает значительного увеличения магнитной восприимчивости.

Поведение температурных кривых первого цикла исходного лёссового субстрата схоже с таковым для лёссов Центральной Азии [Zan et al., 2012; Song et al., 2018], Китая [Liu et al., 2005; Zan et al., 2017] и лёссов Юго-Восточной Украины [Jeleńska et al., 2010]. Из-за существенной разницы в вертикальном масштабе между кривыми нагрева и охлаждения кривая нагрева также показана отдельно на врезке (рис. 4). Для исходного лёссового субстрата поведение кривой нагрева описывается следующим образом: небольшой рост до температуры ~310 °C, выраженное падение значений МВ в интервале 310–460 °C, увеличение МВ и пик в районе 560 °C, резкий спад значений в области температур 560–590 °C и слабое постепенное уменьшение МВ от 590 до 700 °C. Первоначальный небольшой рост МВ до температуры ~310 °C может быть обусловлен несколькими причинами: постепенное деблокирование мелких однодоменных частиц и их переход в суперпарамагнитное состояние при повышении температуры [Liu et al., 2005]; дегидратация гидроксидов железа, таких как лепидокрокит и гетит, с последующим образованием маггемита и (или) гематита соответственно [Evans, Heller, 2003]. Мы предполагаем, что в изучаемых нами породах может реализовываться комбинация описанных выше механизмов. Падение магнитной восприимчивости в интервале 310–460 °C интерпретируется как переход тонкозернистого температурно-нестабильного маггемита в более устойчивый, но характеризующийся низкими значениями МВ гематит. Данный спад на температурной кривой и его связь с маггемитом надежно установлены в лёссово-почвенных сериях Китая [Sun et al., 1995; Deng et al., 2001; Liu et al., 2005]. Дальнейший рост магнитной восприимчивости вплоть до пика при ~560 °C, отчетливо проявляющегося на кривой нагрева, связан с новообразованием магнетита, который также уверенно идентифицируется по резкому спаду МВ в диапазоне температур 560–590 °C. Постепенное уменьшение МВ до 700 °C указывает на гематит.

Кривая первого охлаждения исходного лёсса стремительно растет от 600 °C до температур 400–450 °C, свидетельствуя об новообразовании значительного количества магнетита в ходе эксперимента. От температуры 400 °C кривая охлаждения имеет волнообразный вид и зачастую второй небольшой пик в районе 200 °C, имеющий отношение, скорее всего, к структурным переходам доменного состояния, нежели к магнитным фазам. Для кривых охлаждения (а также кривых второго нагрева и охлаждения) всех образцов характерен наклон в сторону более низких величин МВ на начальных температурах, который свидетельствует о присутствии большого количества ультратонких новообразованных частиц, находящихся в пограничном между SP и SD состоянии.

Все минеральные трансформации первого нагрева происходят в восстановительной обстановке, обусловленной содержанием гумуса в лёссе, что также было подтверждено мессбауэрской спектроскопией для лёссов Юго-Восточной Украины [Jeleńska et al., 2010]. Восстановительные условия способствуют переходам Fe^{3+} содержащих минералов в магнетит, что в результате сильно увеличивает конечные значения МВ по сравнению с исходными.

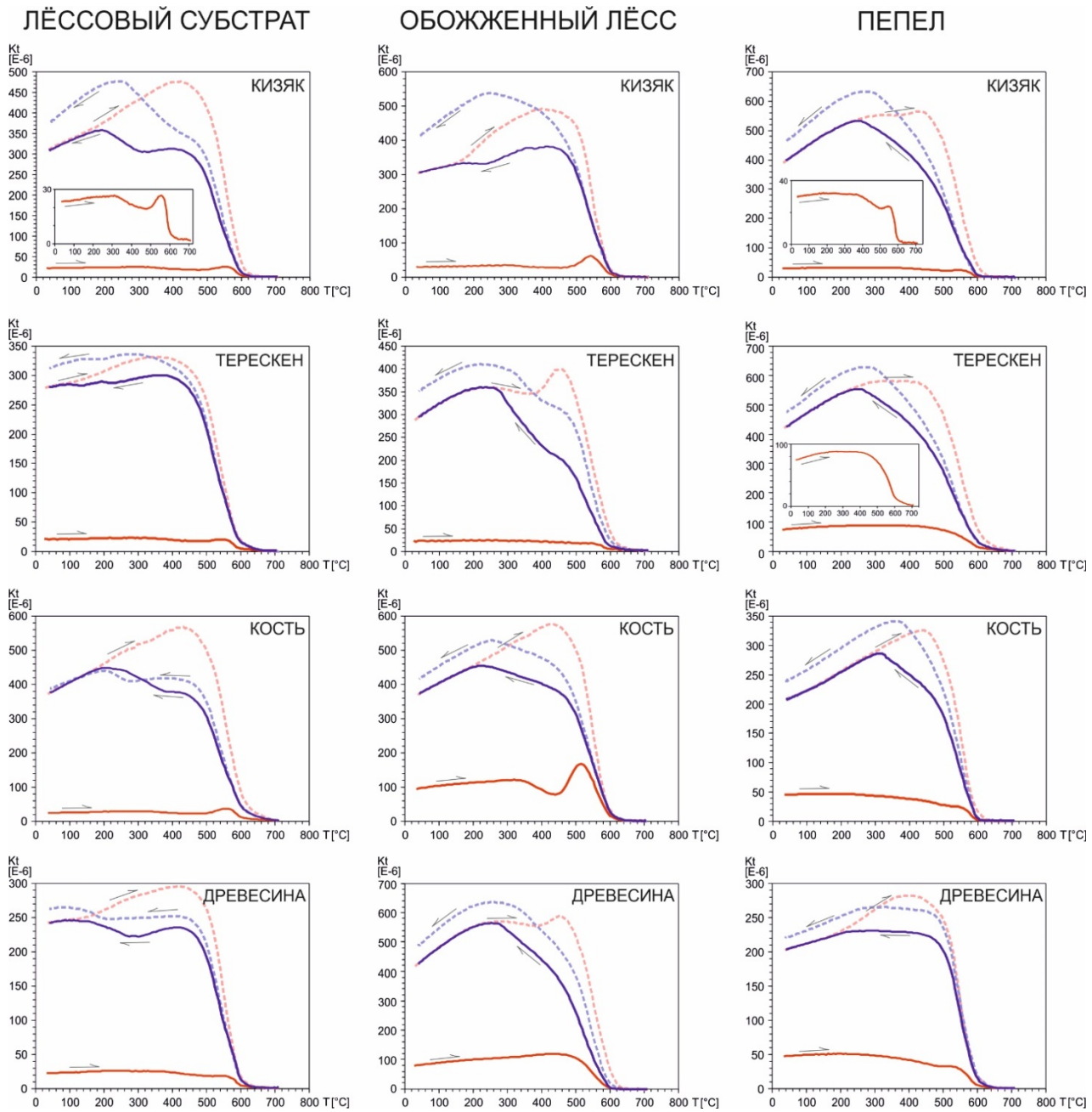

Рис. 4. Кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости для всех типов образцов из экспериментальных костров с использованием различного типа топлива

Сплошные линии соответствуют кривым нагрева (красные) и охлаждения (синие) первого цикла, пунктирные линии – второго цикла для того же образца

Fig. 4. High-temperature variations of magnetic susceptibility for each types of samples from experimental fire with using different fuel types

The solid lines correspond to the heating (red) and cooling (blue) curves of the first cycle, the dashed lines – the second cycle for the same sample

Стоит отметить, что восстановительная обстановка при первом нагреве наблюдается для всех типов образцов (исходный лёсс, обожженный лёсс, пепел). Пепел содержит органические остатки, а для обожженного субстрата либо имеется смешение с более «свежим» лёссом из-за резкого падения температуры с глубиной, либо происходит проникновение мельчайших органических остатков из вышележащего пепла.

Температурные кривые для образцов обожженного лёсса визуально практически идентичны кривым исходного лёсса для костров из кизяка и терескена, свидетельствуя о прогреве субстрата до температуры не более 400 °C в экспериментальном костре (ве-

роятно, даже не более 250 °С и до первых минералогических преобразований). Образцы обожженного лёсса из-под костров с использованием древесины и кости имеют исходные более высокие значения МВ и меньшую конечную разницу в величине МВ после первого нагрева. По всей видимости, для этих образцов были достигнуты температуры свыше 400 °С и началось образование магнетита, но все же прогрев был недостаточным для полного восстановления гематита в магнетит.

Образцы пепла в большинстве своем имеют изначально более высокие значения МВ, чем исходный лёсс. Для всех образцов кривая первого нагрева до ~500 °С имеет слегка «выпуклый» с плавным ростом и уменьшением вид (рис. 4, врезки), свидетельствующий, по всей видимости, об отсутствии или незначительном присутствии нестабильных при умеренных температурах минералов (как гидроксиды и силикаты железа). Мы полагаем, что присутствие нестабильных гидроксидов вызвано контаминацией пепла с лёссом, произошедшей при отборе, поэтому кривые первого нагрева образцов наследуют в разной степени черты кривых для лёсса. Мы считаем, что образец пепла из костра с использованием терескена (см. рис. 4, врезка) в меньшей степени подвержен контаминации и поэтому позволяет утверждать, что основным исходным магнитным минералом для образцов пепла является тонкозернистый магнетит и, возможно, гематит, чье восстановление приводит к образованию нового магнетита и увеличению МВ.

Поведение кривых второго нагрева и охлаждения свидетельствует о более простой минералогии, включающей превалирующее количество ультратонкого магнетита и для некоторых образцов небольшое количество гематита. Кривые второго нагрева характеризуются постепенным ростом МВ до 440–460 °С с последующим резким спадом, однако для некоторых образцов наблюдается небольшое уменьшение МВ в интервале 250–400 °С, которое еще сильнее подчеркивает пик. Для этих же образцов отмечается более высокая, чем для магнетита, температура Кюри ~600 °С. Вероятно, в ходе второго нагрева таких образцов, водного пара, образовавшегося при дегидратации минералов при первом нагреве, недостаточно для поддержания восстановительной обстановки, и условия меняются на окислительные из-за воздействия воздуха. Образованный в ходе первого цикла магнетит частично окисляется и замещается маггемитом новой генерации.

2.3. Гистерезисные параметры. Петли гистерезиса (нормированные на массу образцов и скорректированные за диа- и парамагнитную составляющие) для образцов обожженного лёсса и пепла визуально практически полностью закрываются к 150 мТл и окончательно к 300–350 мТл (рис. 5). Это свидетельствует о преимущественном присутствии низкокоэрцитивных минералов (магнетит, маггемит) и небольшом количестве среднекоэрцитивных (мелкозернистый гематит). Преобладание низкокоэрцитивных минералов справедливо и для исходного лёсса, однако полное закрытие петель происходит при более высоких значениях поля (около 550 мТл и даже выше). Это говорит о присутствии высококоэрцитивного магнитного минерала (вероятно, гетита), по всей видимости, преобразующегося в низкокоэрцитивные фазы при температурном воздействии.

Все образцы попадают в поле псевдооднодоменных частиц на диаграмме Дэя–Данлопа (рис. 5), располагаясь параллельно кривой смешения одно- и многодоменных частиц (SD-MD mixing curve). Смещение вправо, в область более высоких значений Bcr/Bc, обусловлено присутствием суперпарамагнитных частиц во всех типах образцов, а также может быть связано с наличием средне-высококоэрцитивного мелкозернистого гематита. Образцы исходного лёсса (до нагрева) показывают более сильное отклонение вправо, связанное с одновременным присутствием в образцах значительного количества высококоэрцитивного минерала, гетита. Образцы пепла более компактно сгруппированы, чем образцы обожженного лёсса, широкое распределение последних, по-видимому, связано с различиями в минералогическом составе.

2.4. Компонентный анализ IRM. Одним из методов разделения магнитных минеральных ассоциаций на отдельные фазы является анализ кривой приобретения изотермической остаточной намагниченности (IRM), целью которого является выделение компонент по их магнитной коэрцитивности. В данном методе осуществляется математическое моделирование кривой первой производной зависимости IRM от приложенного поля с использованием ряда отдельных логнормальных функций плотности вероятности, каждая из которых отвечает отдельной магнитной фазе (метод «cumulative log-Gaussian analysis» (CLGA), описанный в работах [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002]).

Мы произвели анализ для представительных образцов всех отобранных типов: для исходного, неизмененного нагревом лёссового субстрата (рис. 6, *a*) на трех дублях, для образцов обожженного лёсса из каждого экспериментального костра (рис. 6, *b*), для образцов пепла каждого типа топлива (рис. 6, *c*). Результаты компонентного анализа представлены в табл. 4. Полученные данные по разделению магнитных фаз выражены через три параметра: 1) относительный вклад каждой модельной компоненты, выраженный в процентном содержании; 2) $B_{1/2}$, поле насыщения, в котором магнитная фаза приобретает половину своей остаточной намагниченности насыщения (SIRM); 3) DP – параметр дисперсии, отображающий стандартное отклонение логнормального распределения каждой магнитной фазы.

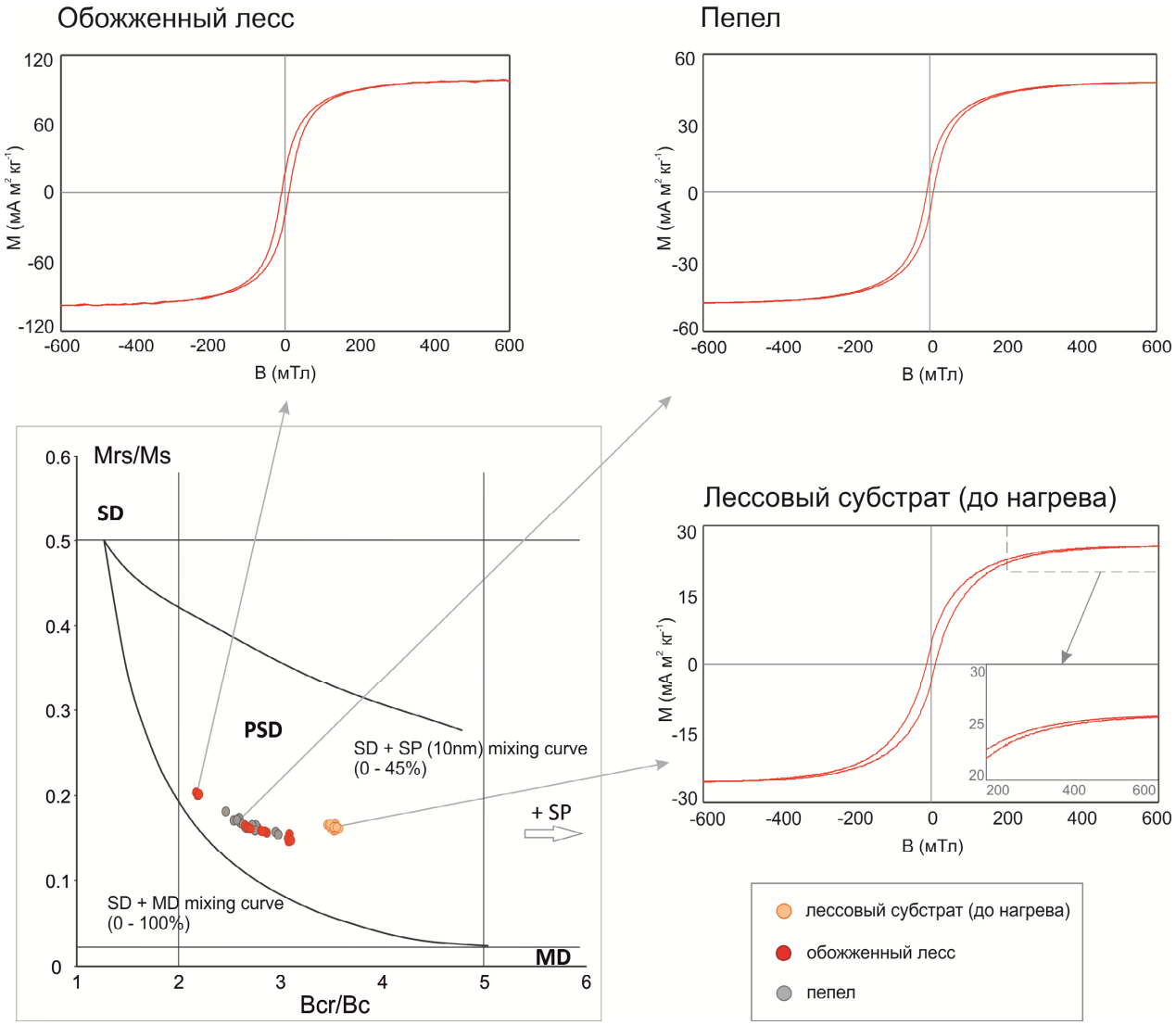

Рис. 5. Диаграмма Дэя–Данлопа (Mrs/Ms от Bcr/Bc), отображающая доменную структуру магнитных минералов, и петли гистерезиса, характерные для каждого вида образцов [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, 2002b]

SD – однодоменные зерна, PSD – псевдооднодоменные зерна, MD – многодоменные зерна, SP – суперпарамагнитные зерна. Кривые смешения SD + MD и SD + SP нанесены по данным [Dunlop, 2002a]

Fig. 5. Day–Dunlop plot (Mrs/Ms versus Bcr/Bc) showing the domain structure of magnetic minerals and hysteresis loops for each type of samples [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, 2002b]

SD – single-domain grains, PSD – pseudosingle-domain grains, MD – multidomain grains, SP – superparamagnetic grains. Mixing curves SD + MD and SD + SP taken from [Dunlop, 2002a]

Для образцов неизмененного лёсса статистическая модель лучшим образом описывается четырьмя компонентами, в то время как для образцов обожженного лёсса и пепла она преимущественно содержит три компоненты (рис. 6 и табл. 4).

Первая компонента вносит наибольший вклад в остаточную намагниченность насыщения (SIRM) для образцов всех типов, составляя в среднем 68–90 %, и имеет значения медианного поля насыщения $B_{1/2}$ в диапазоне 27–50 мТл. Данные значения $B_{1/2}$ характерны для магнетита и (или) маггемита, которые, по всей вероятности, являются носителями первой компоненты. Среди всех образцов данная компонента имеет более низкие значения $B_{1/2}$ (27–35 мТл) для образцов, подвергшихся воздействию сильных нагревов (как Кс-2 и Др-2), и образцов пепла. Меньшие поля насыщения характерны для зерен меньшей размерности, поэтому, по всей видимости, первая компонента в данных образцах преимущественно связана с ультратонким магнетитом. В свою очередь, образцы Кз-2 и Тр-2 (~43 мТл) имеют значения $B_{1/2}$ близкие к первичному лёссу (47–50 мТл). Первая компонента этих образцов в большей степени связана с педогенным маггемитом, регистрируе-

мым на термокривых МВ, хотя образцы Кз-2 и Тр-2 могут содержать в себе и небольшое количество новообразованного ультратонкого магнетита.

Вторая компонента характеризуется небольшим процентным содержанием для всех типов образцов (2–7 %) и очень низкими значениями коэрцитивности (4–7 мТл), не свойственными ни одному магнитному минералу. Данная компонента, вероятно, является артефактом моделирования логнормального распределения и не имеет физического смысла [Egli, 2003].

Третья компонента является средне-высококоэрцитивной (средние значения $B_{1/2}$ для большинства образцов варьируют в диапазоне 109–370 мТл) и идентифицируется как гематит. Относительный вклад гематита в остаточную намагниченность насыщения наиболее высок в образцах неизмененного лёсса, где минерал составляет 14–20 %, а также имеет относительно низкую по сравнению с другими типами образцов коэрцитивность ~128 мТл и небольшие значения параметра дисперсии DP = 0,17. Средний вклад гематита в суммарную SIRM для образцов обожженного лёсса составляет 5%, однако довольно вариативен внутри группы – для образцов Кз-2 и Тр-2 его вклад ~2–3 %, в то время как для образцов Кс-2 и Др-2 его вклад 7–8 %. Для образцов пепла средний вклад гематита 9 %.

Компонента 4 уверенно идентифицируется в образцах исходного лёссового субстрата, характеризуется средним вкладом в SIRM образцов около 8 % и имеет высокую коэрцитивность (медианное поле насыщения 576–641 мТл). В связи с тем, что данная компонента отсутствует в образцах, подвергшихся значительным прогревам, мы определяем ее как гетит, который неустойчив при прогревах свыше 300 °C и переходит в магнетит через гематит [Evans, Heller, 2003]. Образование гетита в лессовых отложениях связывают с процессом педогенезиса [Vidic et al., 2000; Ji et al., 2002], его присутствие может быть подтверждено мессбауэрской спектроскопией [Jelenska et al., 2010]. Коэрцитивные спектры образцов Кз-2 и Тр-2 (рис. 6, *b*) являются ненасыщенными в поле 1,5 Тл, как и образцы исходного лёсса (рис. 6а), свидетельствуя о сохранении высококоэрцитивного гетита даже после воздействия температурой. Его вклад в SIRM около 7 %, меньше значений в исходном субстрате. Можно предположить, что либо максимальные температуры не превышали 250–300 °C, и поэтому только часть гетита преобразовалась в иные минеральные фазы, либо прогрев характеризовался резким температурным градиентом и охватил совсем небольшую по глубине часть субстрата.

Таблица 4

Результаты компонентного анализа спектров коэрцитивности кривой IRM по [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002] для представительных образцов каждого типа

Table 4

Results of IRM component analysis after [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002;] for representative samples of each type

Образец	Компонента 1				Компонента 2				Компонента 3				Компонента 4			
	Вклад, %	Log $B_{1/2}$	$B_{1/2}$	DP	Вклад, %	Log $B_{1/2}$	$B_{1/2}$	DP	Вклад (%)	Log $B_{1/2}$	$B_{1/2}$	DP	Вклад, %	Log $B_{1/2}$	$B_{1/2}$	DP
Лёсс 1	76,2	1,69	48,5	0,42	1,8	0,60	4,0	0,37	13,7	2,10	126,2	0,16	8,3	2,81	638,4	0,51
Лёсс 2	68,4	1,67	47,1	0,38	3,3	0,82	6,7	0,51	20,3	2,11	129,2	0,18	8,1	2,76	575,9	0,38
Лёсс 3	72,0	1,70	49,6	0,39	2,5	0,77	5,9	0,41	17,2	2,11	127,5	0,17	8,4	2,81	640,9	0,44
Среднее	72,2	1,68	48,4	0,40	2,5	0,73	5,5	0,43	17,1	2,11	127,6	0,17	8,2	2,79	618,4	0,44
Кз-2	85,9	1,63	42,7	0,35	4,5	0,87	7,4	0,38	3,2	2,05	112,6	0,18	6,5	2,82	655,3	0,36
Тр-2	85,6	1,64	44,1	0,36	4,4	0,79	6,1	0,33	1,8	2,04	108,7	0,16	7,9	2,83	671,9	0,39
Кс-2	85,5	1,43	26,7	0,33	6,6	0,64	4,4	0,31	7,8	2,38	242,2	0,40				
Др-2	90,1	1,48	30,4	0,33	3,0	0,73	5,4	0,47	7,0	2,50	318,0	0,43				
Среднее	86,8	1,55	36,0	0,34	4,6	0,76	5,8	0,37	4,9	2,24	195,4	0,29				
Кз_пепел	85,9	1,55	35,3	0,32	5,6	0,74	5,5	0,28	8,5	2,57	369,8	0,48				
Тр_пепел	86,3	1,50	31,3	0,33	4,9	0,67	4,6	0,30	8,8	2,44	277,2	0,46				
Кс_пепел	84,2	1,50	31,5	0,31	7,5	0,76	5,8	0,28	8,3	2,34	218,0	0,43				
Др_пепел	83,6	1,54	35,1	0,32	5,9	0,76	5,8	0,27	10,3	2,44	276,0	0,53				
Среднее	85,0	1,52	33,3	0,32	6,0	0,73	5,4	0,29	9,0	2,45	285,2	0,47				

Примечание. Log$B_{1/2}$ и DP (dispersion parameter, параметр дисперсии) представлены в логарифмических единицах (^{10}log мТл). Кроме того, для ясности значения $B_{1/2}$ также представлены в мТл. Минеральный вклад каждой компоненты показан в процентах (используются экстраполированные значения концентрации, рассчитываемые из модели насыщения всех компонент [Heslop et al., 2002]). Компонента 1 соответствует маггемиту и (или) магнетиту, компонента 2 является артефактом моделирования, компонента 3 соответствует гематиту, компонента 4 – гетиту.

Note. Log$B_{1/2}$ и DP (dispersion parameter) are in logarithmic units (^{10}log mT). In addition, for clarity, $B_{1/2}$ is also expressed in mT. The mineral contribution of each component is shown as a percentage (extrapolated contribution values are used, calculated from the saturation model for all components [Heslop et al., 2002]). Component 1 consists of maghemite and (or) magnetite, component 2 has no physical meaning, component 3 consists of hematite, and component 4 of goethite.

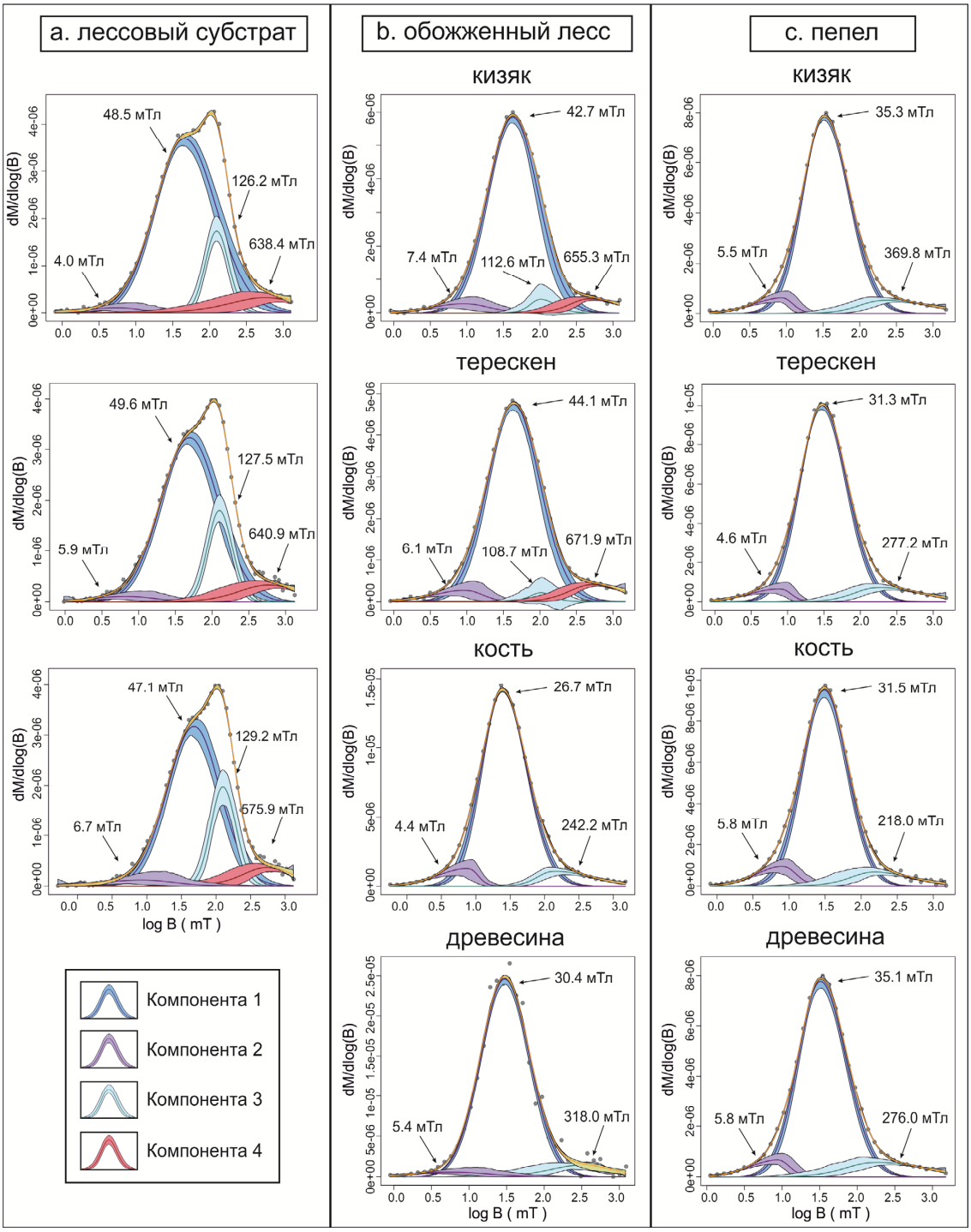

Рис. 6. Компонентный анализ спектров коэрцитивности [веб-приложение Maxbauer et al., 2016] для образцов, полученных в ходе эксперимента

Эмпирические данные представлены серыми кружками. Закрашенные области представляют 95 %-е доверительные интервалы моделируемых компонент (см. легенду) и суммарной модели (желтая кривая). Стрелками напротив пиков показаны значения $B_{1/2}$ в мТл для четырех выявленных компонент. a – распределения коэрцитивных спектров для трех дублей первичного лёссового субстрата, b – распределения коэрцитивных спектров для образцов обожженного лёсса, отобранных из центральной приповерхностной области каждого из четырех экспериментальных костров, c – распределения коэрцитивных спектров для образцов пепла каждого типа топлива

Fig. 6. Component analysis of coercivity spectra [web-application Maxbauer et al., 2016] for samples obtained during the experiment

Empirical data are represented by gray circles. The shaded areas represent the 95 % confidence intervals of the modeled components (see legend) and the summary model (yellow curve). Arrows opposite the peaks show the $B_{1/2}$ in mT for the four identified components. a – distributions of coercive spectra for three specimens of the original loess substrate, b – distributions of coercive spectra for samples of burnt loess taken from the central near-surface area of each 4 experimental fires, c – distributions of coercive spectra for ash samples of each fuel type

Обсуждение результатов

Нами были детально изучены петромагнитные свойства и прослежены изменения в составе магнитных минералов для трех типов образцов, полученных в ходе экспериментального моделирования: исходного лёссового субстрата, обожженных отложений и образцов пепла. По результатам компонентного анализа IRM можно оценить относительный вклад в SIRM основных ферромагнитных минералов (пересчитанные за вычетом артефактной компоненты).

Исходный лёсс содержит магнитомягкий ферримагнетик, маггемит/магнетит (~74 %), мелкозернистый среднекоэрцитивный гематит (~17 %) и высококоэрцитивный гетит (~9 %). Отчетливое разделение маггемита и магнетита методами петромагнитного анализа довольно проблематично, так как они оба являются сильными магнитными фазами и обладают одинаковым диапазоном коэрцитивности. Точка Кюри маггемита может быть определена только, когда он находится в стабильной форме, в остальных случаях маггемит переходит в гематит в широком диапазоне температур от 250 до 800 °C [Özdemir, Banerjee, 1984; Dunlop, Ozdemir, 1997; de Boer et al., 2001], хотя наиболее часто в диапазоне 400–450 °C. Наличие магнетита подтверждается на температурных кривых магнитной восприимчивости, однако в ходе нагрева происходит активное образование новых зерен, поэтому затруднительно сказать, имелся ли магнетит в исходном субстрате или был полностью новообразован при нагреве. Тем не менее мы предполагаем, что для исходного лёсса преимущественным ферримагнетиком является маггемит, хотя магнетит тоже может присутствовать, но в меньшем количестве. Данное предположение основано на схожести магнитных свойств лёссов Центральной Азии и Китая [Додонов, 2002; Ding et al., 2002], где для последнего подтверждается доминирование маггемита педогенной природы [Sun et al., 1995; Liu et al., 2005; Zan et al., 2017].

Образцы обожженного лёсса показывают переход к двухкомпонентной системе: низкокоэрцитивный минерал (~91 %) + средне-высококоэрцитивный (~9 %). Конечный минералогический состав во многом зависит от величины температур, воздействующих на лёсс. Это связано с тем, что на разных температурах происходят различные минералогические переходы. Так, умеренные температуры (250–350 °C) воздействуют в первую очередь на силикаты железа (глинистые минералы) и гидроксиды железа (лепидокрокит, парамагнитный при комнатных температурах, и гетит), которые переходят в маггемит и гематит при дегидратации. Повышенные температуры (350–500 °C) способствуют трансформации нестабильного педогенного маггемита (основного ферримагнетика исходного лёсса) в гематит. При температурах свыше 400 °C под восстановительными условиями гематит начинает переходить в магнетит [Fine et al., 1989]. Новообразование магнетита наиболее интенсивно происходит при высоких температурах (более 500–600 °C). Изменение условий в процессе охлаждения, например доступ кислорода воздуха, может воздействовать на магнетит, частично окисляя его (маггемитизируя).

Результаты нашего экспериментального моделирования обнаруживают закономерное увеличение величин петромагнитных параметров (см. табл. 2) обожженных пород по сравнению с исходными, однако степень изменения различна для разных экспериментальных костров. Для образцов из костров с использованием терескена и кизяка данное увеличение минимально, а петромагнитные параметры свидетельствуют о частичном сохранении гетита (около 7 %). Мы связываем это с лавинным образованием большого количества пепла (свойственного для данного быстро выгорающего типа топлива), который частично экранировал породы подложки от текущего жара костра, что привело к меньшему прогреву на глубине.

Образцы пепла показывают схожую между собой минералогию: мягкий ферримагнетик, преимущественно магнетит (~90 %), и гематит (~10 %). Для пеплов характерно существенное увеличение частотной зависимости MB (см. табл. 3), прямо коррелируемое с концентрационно зависимыми параметрами (χ, SIRM, ARM). Это характеризует пепловые прослои как отложения с высокой концентрацией ультратонких ферримагнитных частиц в SP и SP/SD состояниях и делает их прослоями с сильными магнитными свойствами (повышенные MB и остаточная намагниченность). Кроме того, сжигание органического топлива может создавать восстановительные условия в ходе горения [Le Borgne, 1960] и способствовать трансформации гематита в магнетит, увеличивая магнитную восприимчивость (в том числе и нижележащего субстрата). Образцы пепла для каждого типа топлива, полученные в результате нашего эксперимента, по изученным петромагнитным параметрам значимо не различаются между собой. Разница в величинах связана лишь с концентрацией магнитных минералов. Мы считаем, что дополнительные исследования и поиск иных петромагнитных параметров способны подобрать оптимальный набор данных для дальнейшего дискриминантного анализа пепловых отложений по типу топлива.

Стоит отметить, что естественные минералогические особенности лёссов Центральной Азии, а именно присутствие температурно-нестабильных минералов, как маггемит и гетит, определяют их удобство и надежность при идентификации участков температурного воздействия в результате деятельности человека. Ранее было установлено, что природные по-

жары не вызывают прогревы свыше 200–250 °С [Bellomo, 1993]. Данных температур недостаточно для значительного и необратимого изменения лёссового субстрата. А вот поддерживаемые и контролируемые человеком кострища способны давать температуры свыше 300 °С уже после первых часов горения [Carrancho, Villalaín, 2011]. Это подчеркивает важность сопутствующего изучения исходного субстрата.

Заключение

Исследование магнитных свойств образцов из экспериментальных костров на лёссовом субстрате показало следующее:

1. Состав исходной магнитной минералогии изученного лёсса характеризуется преобладающим присутствием мягкого ферримагнетика (маггемит/магнетит), а также гематита, гетита и парамагнитных Fe-содержащих минералов. При возрастании температуры в лёссовом субстрате происходят следующие значимые переходы магнитных минералов: до 250–350 °С – преобразование силикатов (глинистые минералы) и гидроксидов железа (лепидокрокит, гетит) в оксиды железа (маггемит, гематит); при 350–500 °С – переход педогенного маггемита в гематит; при температурах свыше 400 °С (наиболее интенсивно >500–600 °С) – восстановление гематита в магнетит. Исследование последовательности трансформаций магнитных минералов с температурой может являться перспективным инструментом для определения температурного воздействия в прошлом.

Прокал лёссов в целом ведет к уменьшению их коэрцитивности и ожидаемому повышению магнитной восприимчивости, величин остаточных намагниченностей ARM и SIRM в среднем в 2–4 раза. Результаты эксперимента показали прямую зависимость изменения магнитных свойств нижележащего лёсса от максимально достигаемых температур прогрева, которые лишь опосредованно связаны с типом топлива.

2. Величины SIRM и ARM пеплов превосходят таковые для лёссов в 2–3 раза, удельная магнитная восприимчивость в 2–4 раза, частотная зависимость магнитной восприимчивости (χ_{FD}) в 2–6 раз, а (χ_{FB}) в среднем выше на 2 %. Высокие значения названных выше магнитных параметров обусловлены большими концентрациями ультратонких ферримагнитных частиц (преимущественно SP и SP/SD магнетита).

3. Образцы пепла, полученные при использовании разных типов топлива, не показывают значительных различий магнитных свойств. Для определения тонких изменений в магнитных параметрах, связанных с различным типом топлива, по-видимому, требуется постановка эксперимента с бóльшим объемом сжигаемого материала в целях предотвращения контаминации пепловых отложений с нижележащим субстратом.

Таким образом, увеличение магнитных параметров позволяет применять петромагнитные методы (в том числе в полевых условиях, задействуя портативный каппаметр) для обнаружения древних кострищ антропогенного генезиса на палеолитических стоянках Центральной Азии, приуроченных к лёссовым отложениям, а также использовать эти методы для оценки размеров кострищ и выделения участков с наиболее интенсивной деятельностью древнего человека. Петромагнитными идентификаторами древних кострищ в данном случае являются как пеплы, так и термически измененный лёссовый субстрат, который реже подвергается естественному или антропогенному переносу и поэтому особенно важен в случаях частичной или полной утраты пеплосодержащего прослоя.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ, проект №18-00-00470. Авторы выражают благодарность В.Э. Павлову, А.В. Латышеву за ценные комментарии в процессе обсуждения материалов, С.В. Шнайдер за помощь в организации эксперимента и анонимного рецензента, чьи замечания позволили существенно улучшить текст статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М. : ГЕОС, 2002. С. 250.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Позднякова О.А., Молодин В.И., Мыльникова Л.Н., Нестерова М.С., Кобелева Л.С. Итоги и перспективы применения петромагнитного метода для исследования археологических памятников Барабинской лесостепи // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2013. № 19. С. 251–254.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Позднякова О.А. Опыт использования петромагнитного метода для оценки перспектив применения магниторазведки на территории археологических памятников Барабинской лесостепи // Физика Земли. 2016. № 6. С. 86–99. DOI: 10.7868/s0002333716060077

Смекалова Т.Н., Восс О., Мельников А.В. Магнитная разведка в археологии. 12 лет применения Оверхаузеровского градиентометра GSM-19WG. СПб. : СПбГУ, 2007. С. 74.

Шнайдер С.В. Туткаульская линия развития в мезолите западной части Центральной Азии : дис. ... канд. ист. наук. Новосибирск, 2015. С. 290.

Aldeias V. Experimental approaches to archaeological fire features and their behavioral relevance // Current Anthropology. 2017. V. 58. S191–S205. DOI: 10.1086/691210

Aldeias V., Dibble H.L., Sandgathe D., Goldberg P., Mcpherron S.J.P. How heat alters underlying deposits and implications for archaeological fire features : A controlled experiment // Journal of Archaeological Science. 2016. V. 67. P. 64–79. DOI: 10.1016/j.jas.2016.01.016

Barbetti M. Traces of fire in the archaeological record, before one million years ago? // Journal of Human Evolution. 1986. V. 15 (8). P. 771–781. DOI: 10.1016/S0047-2484(86)80009-4

Bellomo R.V. A methodological approach for identifying archaeological evidence of fire resulting from human activities // Journal of Archaeological Science. 1993. V. 20 (5). P. 525–553. DOI: 10.1006/jasc.1993.1033

Bonhomme T., Stanley J. Magnetic mapping of prehistoric Aboriginal fireplaces at Bunda Lake, Belarabon Station, New South Wales // Aust. Arch. 1986. V. 21. P. 63–73.

Carrancho Á., Villalaín J.J. Different mechanisms of magnetisation recorded in experimental fires : Archaeomagnetic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 312 (1–2). P. 176–187. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.10.006

Church M.J., Peters C., Batt C.M. Sourcing fire ash on archaeological sites in the Western and Northern Isles of Scotland, using mineral magnetism // Geoarchaeology. 2007. V. 22 (7). P. 747–774. DOI: 10.1002/gea.20185

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.

de Boer C.B., Dekkers M.J., van Hoof T.A.M. Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 126 (1–2). P. 93–108. DOI: 10.1016/S0031-9201(01)00246-1

Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials // Geophysical Journal International. 1996. V. 124 (1). P. 228–240. doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x

Deng C.L., Zhu R.X., Jackson M.J., Verosub K.L., Singer M.J. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: A pedogenesis indicator // Physics and Chemistry of the Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy. 2001. V. 26. P. 873–878.

Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 200. P. 387–400.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. 2002a. V. 107 (B3). 2056. DOI: 10.1029/2001JB000486

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // Journal of Geophysical Research. 2002b. V. 107 (B3). 2057. DOI: 10.1029/2001jb000487

Dunlop D.J., Ozdemir O. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, 1997.

Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108 (B2). P. 281. doi: 10.1029/2002JB002023

Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism – Principles and Applications of Enviromagnetics. San Diego : Academic Press, 2003. 293 p.

Fine P., Singer M.J., La Ven R., Verosub K., Southard R.J. Role of pedogenesis in distribution of magnetic susceptibility in two California chronosequences // Geoderma. 1989. V. 44 (4). P. 287–306. DOI: 10.1016/0016-7061(89)90037-2

Gibson T.H. Magnetic prospection on prehistoric sites in Western Canada // Geophysics. 1986. V. 51. P. 553–560. DOI: 10.1190/1.1442109

Heslop D., Dekkers M.J., Kruiver P.P., van Oorschot I.H.M. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm // Geophysical Journal International. 2002. V. 148 (1). P. 58–64. DOI: 10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x

Hrouda F. Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened // Geophysical Journal International. 2011. V. 187 (3). P. 1259–1269. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05227.x

Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kopcewicz B. Thermally induced transformation of magnetic minerals in soil based on rock magnetic study and Mössbauer analysis // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 179 (3–4). P. 164–177. doi: 10.1016/j.pepi.2009.11.004

Ji J.F., Balsam W., Chen J., Liu L.W. Rapid and quantitative measurement of hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance spectroscopy // Clays Clay Miner. 2002. V. 50. P. 208–216.

Jrad A., Quesnel Y., Rochette P., Jallouli C., Khatib S., Boukbida H., Demory F. Magnetic Investigations of Buried Palaeohearths Inside a Palaeolithic Cave (Lazaret, Nice, France) // Archaeological Prospection. 2014. V. 21 (October 2013). P. 87–101. DOI: 10.1002/arp.1469

Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 189 (3–4). P. 269–276. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00367-3

Le Borgne E. Susceptibilitee magnetique anomale du sol superficiel // Annale Geophysics. 1955. V. 11. P. 399–419.

Le Borgne E. Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite // Annales de Geophysique. 1960. V. 16. P. 159–195.

Linford N.T., Canti M.G. Geophysical evidence for fires in antiquity: Preliminary results from an experimental study // Paper given at the EGS XXIV General Assembly in The Hague, April 1999. Archaeological Prospection. 2001. V. 8 (4). P. 211–225. DOI: 10.1002/arp.170

Liu Q., Deng C., Yu Y., Torrent J., Jackson M.J., Banerjee S.K., Zhu R. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols // Geophysical Journal International. 2005. V. 161 (1). P. 102–112. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x

Maki D., Homburg J.A., Brosowske S.D. Thermally activated mineralogical transformations in archaeological hearths: Inversion from maghemite γFe_2O_4 phase to haematite αFe_2O_4 form // Archaeological Prospection. 2006. V. 13 (3). P. 207–227. DOI: 10.1002/arp.277

Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // Computers and Geosciences. 2016. V. 95. P. 140–145. DOI: 10.1016/j.cageo.2016.07.009

Morinaga H., Inokuchi H., Yamashita H., Ono A., Inada T. Magnetic Detection of Heated Soils at Paleolithic Sites in Japan // Geoarchaeology – An International Journal. 1999. V. 14 (5). P. 377–399.

Mullins C.E. The magnetic properties of the soil and their application to archaeological prospecting // Archaeo-Physika. 1974. V. 5.

P. 143–347.

Özdemir Ö., Banerjee S.K. High temperature stability of maghemite (γ-Fe_2O_3) // Geophysical Research Letters. 1984. V. 11 (3). P. 161–164. DOI: 10.1029/GL011i003p00161

Peters C., Church M.J., Mitchell C. Investigation of fire ash residues using mineral magnetism // Archaeological Prospection. 2001. V. 8 (4). P. 227–237. doi: 10.1002/arp.171

Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M.J. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // Physics and Chemistry of the Earth. 2002. V. 27(25–31). P. 1355–1361. DOI: 10.1016/S1474-7065(02)00133-X

Song Y., Li Y., Wang Q., Dong H., Zhang Z., Orozbaev R. Effect of chemical pretreatments on magnetic susceptibility of loess from Central Asia and the Chinese Loess Plateau // Royal Society of Chemistry. 2018. V. 8. P. 11087–11094.

Sun W.W., Banerjee S.K., Hunt C.P. The role of maghemite in theenhancement of magnetic signal in the Chinese loess-paleosol sequence: An extensive rock magnetic study combined with citrate-bicarbonatedithionite treatment // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 133. P. 493–505.

Tite M.S., Mullins C. Enhancement of the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites // Archaeometry. 1971. V. 13 (2). P. 209–219. DOI: 10.1111/j.1475-4754.1971.tb00043.x

Vidic N.J., TenPas J.D., Verosub K.L., Singer M.J. Separation of pedogenic and lithogenic components of magnetic susceptibility in the Chinese loess/paleosol sequence as determined by the CBD procedure and a mixing analysis // Geophys. J. Int. 2000. V. 142. P. 551–562.

Zan J., Fang X., Nie J., Teng X., Yang S. Rock magnetism in loess from the middle Tian Shan: Implications for paleoenvironmental interpretations of magnetic properties of loess deposits in Central Asia // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13. Q10Z50. DOI: 10.1029/2012GC004251

Zan J., Fang X., Yan M., Li B. New insights into the palaeoclimatic interpretation of the temperature dependence of the magnetic susceptibility and magnetization of Mid-Late Pleistocene loess/palaeosols in Central Asia and the Chinese Loess Plateau // Geophysical Journal International. 2017. V. 208 (2). P. 663–673. DOI: 10.1093/gji/ggw419

Авторы:
Кулакова Екатерина Петровна, научный сотрудник, Лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия.
E-mail: ek.kula@yandex.ru
Дедов Игорь Евгеньевич, лаборант, Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: 11.dedov.com@gmail.com
Мещерякова Ольга Андреевна, ведущий инженер, Лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия.
E-mail: oliya@ifz.ru
Курбанов Реджеп Нурмурадович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, научно-исследовательская лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; отдел палеогеографии четвертичного периода, Институт географии РАН, Москва, Россия.
E-mail: roger.kurbanov@gmail.com

Geosphere Research, 2021, 1, 104–122. DOI: 10.17223/25421379/18/9

E.P. Kulakova[1], I.E. Dedov[2], O.A. Meshcheriakova[1], R.N. Kurbanov[3,4]

[1]Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[2]Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
[3]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[4]Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

ROCK-MAGNETIC INDICATORS OF ARCHAEOLOGICAL PALAEOHEARTHS IN THE LOESS DEPOSITS OF CENTRAL ASIA

The prospects of application of the rock-magnetic method for characterizing the degree of impact of anthropogenic fires on the enclosing substrate and the possibilities of reconstructing palaeohearth features for archeological purposes are discussed. For the first time, experimental modeling of fireplaces in loess substrate was carried out using four types of fuel: dry bone, wood, winterfat (shrub) and dried dung. Loess was chosen as the initial substrate due to its wide distribution in the Palaeolithic sites of Central Asia. Rock-magnetic methods were used to study three types of samples from each experimental fire: the original substrate (loess), heated loess, and ash samples. It was found that the impact of the fire leads to an increase of the magnetic susceptibility values, saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) and anhysteretic remanent magnetization (ARM) of loess deposits by 2–4 times. Changes in the magnetic properties of loess during heating are associated with the following changes in iron-containing minerals: transformation of iron silicates and hydroxides (lepidocrocite, goethite) into iron oxides (maghemite, hematite), transformation of pedogenic maghemite to hematite, and reduction of hematite to magnetite. All ash samples show high values of magnetic susceptibility, SIRM and ARM in comparison with unburned loess due to high concentrations of ultrafine ferrimagnetic particles in the SP and SP / SD states (mainly magnetite), making ash deposits reliable rock-magnetic identifiers of hearths. The SIRM and ARM values of ashes exceed those for loesses on average by 2–3 times, the magnetic susceptibility exceeds by 2–4 times, and the frequency dependence of the magnetic susceptibility (χ_{FB}) is 2 % higher on average. The ash samples in our study did not show a significant difference between themselves and dependence from the type of fuel. The results indicate stronger magnetic properties of ash layers and burnt loess in comparison with the host loess sediment, which defines ash and burnt loess as reliable rock-magnetic markers of palaeohearths at archaeological sites in Central Asia. Furthermore, even in the case of the loss of ash layers (direct evidence of fire) as a result of erosion, traces of palaeohearth can be detected by the increased rock-magnetic parameters values of the thermally altered loess, which served as the basis of the ancient fire.

Keywords: *rock-magnetism, magnetic susceptibility, archaeology, palaeohearths.*

References

Dodonov A.E. *Chetvertichnyy period Sredney Azii: Stratigrafiya, korrelyatsiya, paleogeografiya* [Quaternary of Middle Asia: Stratigraphy, correlation, paleogeography]. Moscow: GEOS, 2002. 250 p. In Russian

Matasova G.G., Kazansky A.Y., Pozdnyakova O.A., Molodin V.I., Myl'nikova L.N., Nesterova M.S., Kobeleva L.S. *Itogi i perspektivy primeneniya petromagnitnogo metoda dlya issledovaniya arkheologicheskikh pamyatnikov Barabinskoy lesostepi* [Results and prospects of the application of the rock magnetic method for the study of archaeological monuments of the Barabinsk forest-steppe] // Problemy Arkheologii, Etnografii, Antropologii Sibiri i Sopredel'nykh Territoriy, 2013. No 19. pp. 251–254. In Russian

Matasova G.G., Kazansky A.Y., Pozdnyakova O.A. The experience of using the rock magnetic methods for assessing the prospects of magnetic exploration in the territory of archaeological monuments of the Barabinsk forest steppe // Izvestiya - Physics of the Solid Earth. 2016. V. 52, No 6. pp. 869–883.

Smekalova T.N., Voss O., Melnikov A.V. *Magnitnaya razvedka v arheologii. 12 let primeneniya Overhauzerskogo gradientometra GSM-19WG* [Magnetic prospecting in archeology. 12 Years of Overhauser Gradientometer GSM-19WG using]. St. Petersburg: Izd-vo SPbGU, 2007. 74 p. In Russian

Shnayder S.V. *Tutkaul'skaya liniya razvitiya v mezolite zapadnoy chasti Tsentral'noy Azii* [Tutkaul development line in the Mesolithic of the western part of Central Asia]. PhD thesis. Novosibirsk, 2015. 290 p. In Russian

Aldeias V. Experimental approaches to archaeological fire features and their behavioral relevance // Current Anthropology. 2017. V. 58. pp. S191–S205. https://doi.org/10.1086/691210

Aldeias V., Dibble H.L., Sandgathe D., Goldberg P., Mcpherron S.J.P. How heat alters underlying deposits and implications for archaeological fire features : A controlled experiment // Journal of Archaeological Science. 2016. V. 67. pp. 64–79. https://doi.org/10.1016/j.jas.2016.01.016

Barbetti M. Traces of fire in the archaeological record, before one million years ago? // Journal of Human Evolution. 1986. V. 15(8). pp. 771–781. https://doi.org/10.1016/S0047-2484(86)80009-4

Bellomo R.V. A methodological approach for identifying archaeological evidence of fire resulting from human activities // Journal of Archaeological Science. 1993. V. 20(5). pp. 525–553. https://doi.org/10.1006/jasc.1993.1033

Bonhomme T., Stanley J. Magnetic mapping of prehistoric Aboriginal fireplaces at Bunda Lake, Belarabon Station, New South Wales // Aust. Arch. 1986. V. 21. pp. 63–73.

Carrancho Á., Villalaín J.J. Different mechanisms of magnetisation recorded in experimental fires : Archaeomagnetic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 312(1–2). pp. 176–187. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.006

Church M.J., Peters C., Batt C.M. Sourcing fire ash on archaeological sites in the Western and Northern Isles of Scotland, using mineral magnetism // Geoarchaeology. 2007. V. 22(7). pp. 747–774. https://doi.org/10.1002/gea.20185

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. pp. 260–267.

de Boer C.B., Dekkers M.J., van Hoof T.A.M. Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 126(1–2). pp. 93–108. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00246-1

Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials // Geophysical Journal International. 1996. V. 124(1). pp. 228–240. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x

Deng C.L., Zhu R.X., Jackson M.J., Verosub K.L., Singer M.J. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: A pedogenesis indicator // Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy. 2001. V. 26. pp. 873–878.

Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 200. pp. 387–400.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs / Ms versus Hcr / Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. 2002a. V. 107(B3). 2056. https://doi.org/10.1029/2001JB000486

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs / Ms versus Hcr / Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // Journal of Geophysical Research. 2002b. V. 107(B3). 2057. https://doi.org/10.1029/2001jb000487

Dunlop D.J., Ozdemir O. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, 1997.

Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108(B2). pp. 281. https://doi.org/10.1029/2002JB002023

Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism – Principles and Applications of Enviromagnetics. Academic Press, 2003. 293 p.

Fine P., Singer M.J., La Ven R., Verosub K., Southard R.J. Role of pedogenesis in distribution of magnetic susceptibility in two California chronosequences // Geoderma. 1989. V. 44(4). pp. 287–306. https://doi.org/10.1016/0016-7061(89)90037-2

Gibson T.H. Magnetic prospection on prehistoric sites in Western Canada // Geophysics. 1986. V. 51. pp. 553–560. https://doi.org/10.1190/1.1442109

Heslop D., Dekkers M.J., Kruiver P.P., van Oorschot I.H.M. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm // Geophysical Journal International. 2002. V. 148(1). pp. 58–64. https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x

Hrouda F. Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened // Geophysical Journal International. 2011. V. 187(3). pp. 1259–1269. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05227.x

Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kopcewicz B. Thermally induced transformation of magnetic minerals in soil based on rock magnetic study and Mössbauer analysis // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 179(3–4). pp. 164–177. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.11.004

Ji J.F., Balsam W., Chen J., Liu L.W. Rapid and quantitative measurement of hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance spectroscopy // Clays Clay Miner. 2002. V. 50. pp. 208– 216.

Jrad A., Quesnel Y., Rochette P., Jallouli C., Khatib S., Boukbida H., Demory F. Magnetic Investigations of Buried Palaeohearths Inside a Palaeolithic Cave (Lazaret, Nice, France) // Archaeological Prospection. 2014. V. 21(October 2013). pp. 87–101. https://doi.org/10.1002/arp.1469

Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 189(3–4). pp. 269–276. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3

Le Borgne E. Susceptibilitee magnetique anomale du sol superficiel // Annale Geophysics. 1955. V. 11. pp. 399–419.

Le Borgne E. Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite // Annales de Geophysique. 1960. V. 16. P. 159–195.

Linford N.T., Canti M.G. Geophysical evidence for fires in antiquity: Preliminary results from an experimental study // Paper given at the EGS XXIV General Assembly in The Hague, April 1999. Archaeological Prospection. 2001. V. 8(4). pp. 211–225. https://doi.org/10.1002/arp.170

Liu Q., Deng C., Yu Y., Torrent J., Jackson M.J., Banerjee S.K., Zhu R. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols // Geophysical Journal International. 2005. V. 161(1). pp. 102–112. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x

Maki D., Homburg J.A., Brosowske S.D. Thermally activated mineralogical transformations in archaeological hearths: Inversion from maghemite γFe2O4 phase to haematite αFe2O4 form // Archaeological Prospection. 2006. V. 13(3). pp. 207–227. https://doi.org/10.1002/arp.277

Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // Computers and Geosciences. 2016. V. 95. pp. 140–145. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009

Morinaga H., Inokuchi H., Yamashita H., Ono A., Inada T. Magnetic Detection of Heated Soils at Paleolithic Sites in Japan // Geoarchaeology - An International Journal. 199. V. 14(5). pp. 377–399.

Mullins C.E. The magnetic properties of the soil and their application to archaeological prospecting // Archaeo-Physika. 1974. V. 5. pp. 143–347.

Özdemir Ö., Banerjee S.K. High temperature stability of maghemite (γ-Fe2O3) // Geophysical Research Letters. 1984. V. 11(3). pp. 161–164. https://doi.org/10.1029/GL011i003p00161

Peters C., Church M.J., Mitchell C. Investigation of fire ash residues using mineral magnetism // Archaeological Prospection. 2001. V. 8(4). pp. 227–237. https://doi.org/10.1002/arp.171

Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M.J. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // Physics and Chemistry of the Earth. 2002. V. 27(25–31). pp. 1355–1361. https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00133-X

Song Y., Li Y., Wang Q., Dong H., Zhang Z., Orozbaev R. Effect of chemical pretreatments on magnetic susceptibility of loess from Central Asia and the Chinese Loess Plateau // Royal Society of Chemistry. 2018. V. 8. pp. 11087–11094.

Sun W.W., Banerjee S.K., Hunt C.P. The role of maghemite in theenhancement of magnetic signal in the Chinese loess-paleosol sequence: An extensive rock magnetic study combined with citrate-bicarbonatedithionite treatment // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 133. pp. 493–505.

Thompson R., Oldfield F. Environmental Magnetism. Springer Netherlands, 1986. https://doi.org/10.1007/978-94-011-8036-8

Tite M.S., Mullins C. Enhancement of the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites // Archaeometry. 1971. V. 13(2). pp. 209–219. https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1971.tb00043.x

Vidic N.J., TenPas J.D., Verosub K.L., Singer M.J. Separation of pedogenic and lithogenic components of magnetic susceptibility in the Chinese loess/paleosol sequence as determined by the CBD procedure and a mixing analysis // Geophys. J. Int. 2000. V. 142. pp. 551–562.

Zan J., Fang X., Nie J., Teng X., Yang S. Rock magnetism in loess from the middle Tian Shan: Implications for paleoenvironmental interpretations of magnetic properties of loess deposits in Central Asia // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13. Q10Z50. doi:10.1029/2012GC004251.

Zan J., Fang X., Yan M., Li B. New insights into the palaeoclimatic interpretation of the temperature dependence of the magnetic susceptibility and magnetization of Mid-Late Pleistocene loess/palaeosols in Central Asia and the Chinese Loess Plateau // Geophysical Journal International. 2017. V. 208(2). pp. 663–673. https://doi.org/10.1093/gji/ggw419

Author's:

Kulakova Ekaterina P., Researcher, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Rock-magnetism, Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia.
E-mail: ek.kula@yandex.ru

Dedov Igor E., Laboratory assistant, Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: 11.dedov.com@gmail.com

Meshcheriakova Olga A., Senior Engineer, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Rock-magnetism, Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia.
E-mail: oliya@ifz.ru

Kurbanov Redzhep N., Cand. Sci. (Geogr.), Senior Researcher, Laboratory of the Pleistocene Paleogeography, Lomonosov Moscow State University, Department of Quaternary Research, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia.
E-mail: roger.kurbanov@gmail.com