

УДК 550.384^61

О РОЛИ ПАРАМАГНИТНОГО СИГНАЛА ПРИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ЛЕССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

© 2001 г. Е. И. Вирин¹, С. С. Фаустов¹, Ф. Хеллер²

¹Московский государственный университет

²Высшая техническая школа (ЕГН), г. Цюрих, Швейцария

Поступила в редакцию 27.03.2000 г.

В статье анализируется роль лессового сигнала в магнитных свойствах лессовых отложений. Показано, что он играет определяющую роль в гистерезисных характеристиках и его игнорирование может привести к ошибкам при определении состава и размеров зерен носителей естественной остаточной намагниченности. Парамагнитный сигнал может также нести информацию о ландшафтно-климатических изменениях в прошлом.

ВВЕДЕНИЕ

Для палеомагнитных исследований парамагнитные минералы не представляют интереса, поскольку они не являются носителями остаточной намагниченности. Большинство исследований в области магнетизма горных пород связано, так или иначе, с обоснованием палеомагнитных данных и, в частности, с определением природы естественной остаточной намагниченности. Как правило, сюда входят: определение состава и структуры ферромагнитных зерен, которые проводятся по кривым температурных зависимостей намагниченности насыщения (J), остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}), зависимостей полной (J) и остаточной намагниченности (J_r) от магнитного поля (B), величинам магнитной восприимчивости k , коэрцитивной силы (B_c) и разрушающего поля (B_{cr}). В слабомагнитных породах, к которым относятся лессы и лессовидные суглинки, парамагнитный сигнал может вносить существенный вклад даже в начальную магнитную восприимчивость, а тем более - в намагниченность в сильных полях [Шолпо, 1977]. Тем не менее, и сейчас в отечественных работах за редким исключением [Большаков, 1996] вместо намагниченности насыщения используется полная намагниченность (J), приобретаемая в магнитных полях, превышающих 200-300 мТ. Величины B_c также определяются без исключения парамагнитного сигнала. Часто и в термомагнитных кривых полной намагниченности не вводится поправка на парамагнитный сигнал. Следует отметить, что в работах иностранных авторов парамагнитный сигнал, как правило, исключается и даже разрабатывается специальная аппаратура для более точного его учета при термомагнитных исследованиях [Mullender et al., 1993].

С другой стороны, магнитные характеристики, обусловленные парамагнитными минералами, име-

ют самостоятельное значение для такого круга задач, как изучение связи магнитных свойств осадочных горных пород с изменениями окружающей среды, поскольку железо (его формы) является хорошим индикатором ландшафтно-геохимических условий, в которых происходило формирование отложений. Исследования такого рода активно развиваются в последнее десятилетие и образовали новое направление в магнетизме горных пород: "environmental magnetism". Одним из наиболее благоприятных его объектов является лессовая формация, в отложениях которой изменения природной среды представлены с наибольшей полнотой и отчетливо проявляются в магнитных свойствах. В этих исследованиях основное внимание уделяется ферримагнитным минералам, как основным носителям палеоклиматической информации [Evans, Heller, 1995]. Между тем, в отложениях лессовой формации основная часть железа связана с парамагнитными минералами, а также с гематитом и гидроксидами железа. Несомненный интерес поэтому представляет исследование всех этих групп железосодержащих минералов, оценка их концентраций и изменения в разрезах.

Парамагнитная восприимчивость (χ_p) в магнетизме горных пород остается мало изученной. Относительно неплохо она исследована лишь для современных почв [Бабанин и др., 1995], что дает возможность сопоставления магнитных свойств ископаемых и современных почв.

Отметим также, что и в палеомагнитных исследованиях при интерпретации результатов важны хотя бы грубые оценки соотношения содержания ферримагнитных минералов с содержанием слабых ферромагнитных минералов типа гематита.

В настоящей работе сделана попытка решить следующие задачи:

1. Оценить роль парамагнитного сигнала в магнитных свойствах отложений лессовой формации и те ошибки, к которым может привести его игнорирование.

2. Оценить концентрации упомянутых выше трех групп железосодержащих минералов.

3. Проанализировать связь начальной и парамагнитной восприимчивости с почвенными процессами и показать, какую палеогеографическую информацию могут нести эти характеристики.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Экспериментальные данные, использованные в работе, получены на образцах из типичного разреза лессовой формации Центра Русской равнины – опорного разреза Стрелица в Воронежской области.

Как известно, намагниченность (I) парамагнетиков пропорциональна приложенному полю, то есть ее можно представить как: $I = \chi_p B$, где χ_p – это парамагнитная восприимчивость [Киттель, 1965]. Парамагнитная восприимчивость легко определяется по кривым намагничивания. Типичная кривая намагничивания для лессовых отложений приведена на рис. 1 (кривая 1). В полях $B > 300$ мТ намагниченность растет строго пропорционально магнитному полю. Ниже будет показано, что этот рост почти полностью связан с парамагнитными минералами.

На рис. 1 приведены также полученные расчетным путем кривые намагничивания парамагнитной (кривая 2) и ферримагнитной составляющих (кривая 3). Сравнение кривых показывает, что намагниченность ферримагнитной фракции достигает насыщения в полях порядка 200 мТ. Вклад парамагнитного сигнала в суммарную намагниченность в полях 200–300 мТ соизмерим с намагниченностью насыщения, а в полях порядка 1 Т величина намагниченности определяется в основном парамагнитной составляющей. В разрезе Стрелица величины полной намагниченности в поле 250 мТ в среднем вдвое превосходят величины I_s .

Парамагнитный сигнал может также существенно искажать форму терромагнитных кривых, особенно в области низких температур. На рис. 2а приведены температурные зависимости полной намагниченности (кривая 1), а также парамагнитной (кривая 2) и ферримагнитной (кривая 3) составляющих. Кривые 2 и 3 получены расчетным путем. Парамагнитный сигнал определялся, как намагниченность при температуре 1013 К, а его температурная зависимость рассчитывалась по известной формуле:

$$I_{par}(T) = \text{Const}/T.$$

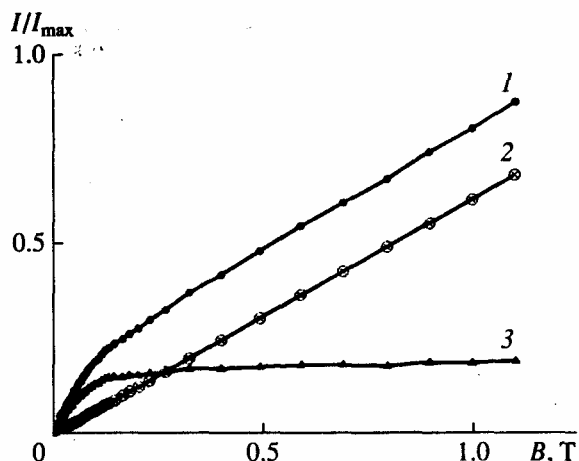


Рис. 1. Кривые намагничивания типичного образца лессовых отложений: 1 – экспериментальная кривая, 2, 3 – расчетные кривые намагничивания парамагнитной (2) и ферримагнитной (3) составляющих.

Как видно из сравнения кривых 1 и 3 рис. 2а, кривые для полной намагниченности (1) и ферримагнитной составляющей (3) заметно различаются: в частности, на кривой 1 не проявляется всплеск при температуре 130 К, то есть вблизи изотропной точки магнетита, а в области температур 150–800°К она имеет более вогнутую форму.

Обратимся теперь к определению концентраций различных групп железосодержащих минералов.

Верхним пределом парамагнитной восприимчивости соединений железа является магнитная восприимчивость идеального газа атомов трехвалентного железа. Расчет по формуле:

$$\chi_p = 4\pi P^2 / 3kTm \quad (1)$$

(где P – магнитный момент иона трехвалентного железа, равный 5.9 магнетонов Бора; k – постоянная Больцмана; T – температура = 300 К; m – масса атома железа [Киттель, 1965]), дает для нее величину $\chi = 3.32 \times 10^{-6}$ м³/кг, или, в пересчете на Fe_2O_3 – 2.32×10^{-6} м³/кг.

В принципе, линейный рост намагниченности в сильных полях могут дать и зерна магнитожестких минералов типа гематита и гетита. В работе [Багин и др., 1988] было показано, что, по крайней мере, их остаточная намагниченность растет линейно в полях до 2.5 Т. Однако, скорость роста намагниченности для этих минералов мала. Если даже предположить, что их намагниченность достигает насыщения в поле 2.5 Т (величина I_s не превышает $0.5 \text{ А/м}^2 \text{ кг}$ [Дзялошинский, 1957]), то магнитная восприимчивость, связанная с этими минералами, не превысит $20 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Такая же величина магнитной восприимчивости гематита в поле 70 мТ приведена в работе [Бабанин и др.,

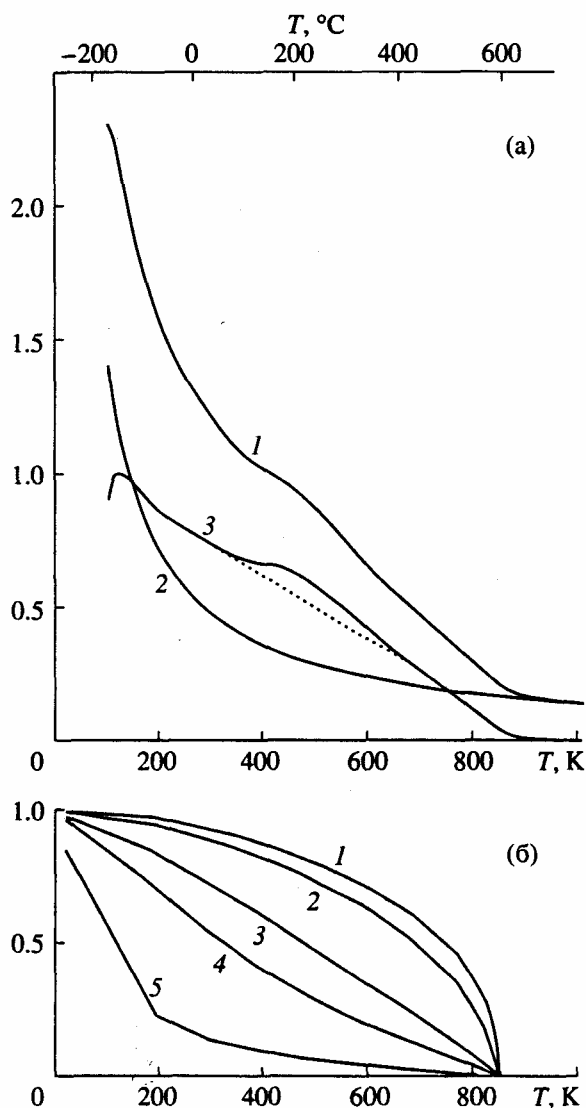


Рис. 2. Температурные зависимости намагниченности в поле 0.2 Тесла: а – для типичного образца лессовых отложений: 1 – экспериментальная кривая, 2, 3 – расчетные кривые парамагнитной (2) и ферримагнитной (3) составляющих; б – теоретические кривые для ансамблей суперпарамагнитных зерен магнетита разного объема: 1 – массивный магнетит; 2 – 5×10^{-18} ; 3 – 10^{-18} ; 4 – 5×10^{-19} ; 5 – 10^{-19} см³.

1995]. Наши измерения магнитной восприимчивости, определенной в полях 0.3–1.5 Т, для образца промышленного гематита дали такое же значение.

Таким образом, магнитная восприимчивость в сильных полях определяется почти исключительно парамагнитным железом. Отметим, что соизмеримый вклад в χ_r могут дать парамагнитные соединения марганца и других переходных металлов. Однако, в данном случае их содержание, по крайней мере, на порядок ниже, чем содержание железа, и их ролью можно пренебречь.

Оценить нижний предел суммарного содержания железа, связанного с парамагнитными минералами, можно, нормируя величину парамагнитной восприимчивости на приведенную выше величину парамагнитной восприимчивости идеального газа атомов железа. Сравнение рассчитанного таким образом содержания парамагнитного железа с содержанием валового железа (рис. 3) показывает, что основная часть железа в лессовых отложениях связана именно с парамагнитными минералами.

Величины χ_r в разрезе Стрелица варьируют в пределах $5\text{--}15 \times 10^{-6}$ м³/кг, то есть минимальная концентрация железа, связанного с парамагнитными минералами, составляет 1.5–4.5%. Она по порядку величины близка к валовой концентрации железа (2.3–4.8%), и, как и следовало ожидать, ниже последней (в среднем на 1.2%). Таким образом, парамагнитная восприимчивость позволяет в первом приближении оценить содержание железа, связанного с парамагнитными минералами, и его изменение в разрезе. Парамагнитная восприимчивость глинистых фракций ($d < 0.001$ мм) в среднем вдвое выше, чем у полных (не разделенных на фракции) образцов. Это позволяет заключить, что парамагнитное железо связано, главным образом, с глинистыми минералами.

Как показали термомагнитные исследования (см., например, рис. 2а), ферримагнитные минералы представлены в основном магнетитом. Возможна небольшая примесь маггемита, поскольку величины I_r после нагрева обычно уменьшаются на 5–10%. Высокотемпературный “хвост” на термомагнитных кривых свидетельствует о присутствии гематита.

Концентрацию магнетита можно лучше всего оценить, нормируя намагниченность насыщения образцов (после исключения парамагнитного сигнала) на намагниченность насыщения (I_s) магнетитов ($93 \text{ Ам}^2/\text{кг}$) [Краткий..., 1960]. Эти данные, в пересчете на железо, приведены в таблице. Содержание магнетита в разрезе не превышает 0.05%, то есть с ним связано не более процента валового железа.

Как уже отмечалось, во всех горизонтах разреза присутствует гематит. Оценка содержания гематита представляет наиболее трудную задачу. Самый распространенный способ – по величине “жесткой” остаточной намагниченности. Такие определения были проведены для 20 образцов разреза из всех основных его горизонтов по кривым нормального намагничивания. Жесткая составляющая рассчитывалась как прирост остаточной намагниченности в интервале магнитных полей 0.02–1 Т. Содержание гематита определялось в предположении, что вся эта намагниченность связана с однодоменными частицами гематита, для которых отношение $I_r/I_s = 0.5$, а величина $I_s = 0.5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$. Полученные таким образом

концентрации составили 0.3–0.1% (среднее – 0.12%) – то есть почти на порядок выше, чем содержание магнетита. Однако магнитомягкий гематит и суперпарамагнитные его частицы остаются практически “невидимыми” при таких оценках. Между тем, их присутствие в лессово-почвенных отложениях более чем вероятно. Магнитомягкий гематит может быть носителем вторичной намагниченности, стабильной к термочистке, поэтому хотя бы грубые оценки его концентрации представляют большой интерес. Выше было показано, что гематит (гётит) практически не вносит вклада в парамагнитную восприимчивость, поэтому разница между содержанием рассчитанного по χ_p парамагнитного железа и валовым содержанием железа обусловлена, главным образом, указанными минералами. Она (см. рис. 3) и может быть использована, как максимальная оценка их содержания. Она составляет 0.13–2.5% (средняя – 1.2%). Следовательно, реальное содержание гематита может быть почти на порядок выше, чем оцененное по остаточной намагниченности, и с ними может быть связано до 40% валового железа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В палеомагнитных исследованиях часто применяется отношение I_{rs}/I_s как показатель размеров зерен ферромагнитных минералов. Как отмечалось выше, за намагниченность насыщения часто принимают полную намагниченность в сильных полях. Приведенные выше экспериментальные данные показывают, что для лессовидных пород использовать полную намагниченность вместо намагниченности насыщения даже в полях порядка 0.1 Т (а тем более в полях порядка 1 Т) некорректно. Величина I_{rs}/I_s в этом случае отражает не только вариации размеров зерен ферромагнитных минералов, но и изменения концентрации парамагнитного железа. Например, для одного из лессовых разрезов Украины на нескольких сотнях образцов было показано [Du Pasquier J., 1999], что отношение I_{rs}/I (где I – полная намагниченность, приобретенная в поле 0.3 Т) обнаруживает четкую связь с литологией: оно повышено в лессах и понижено в погребенных почвах. Этот результат, казалось бы, свидетельствует о повышении роли суперпарамагнитных зерен в почвах.

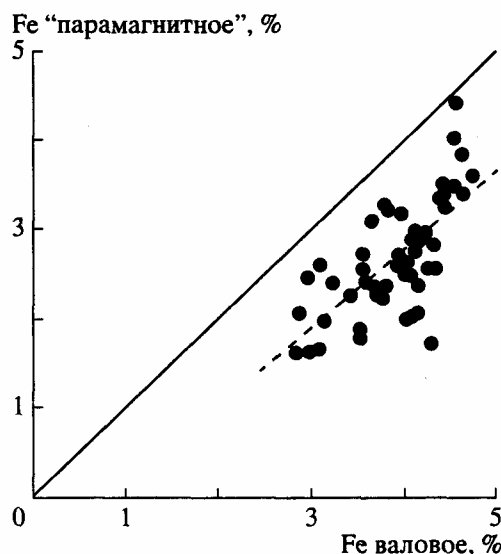


Рис. 3. Соотношение содержания валового и рассчитанного парамагнитного железа.

Однако, после исключения парамагнитного сигнала, величины I_{rs}/I_s оказались очень однородными для всего разреза и практически не зависящими от литологии. Аналогичная ложная закономерность была выявлена и для величины B_{cr}/B_c . Парамагнитный сигнал приводит к занижению коэрцитивной силы (B_c), и его исключение в данном примере также привело к кучному и независимому от литологии распределению этого параметра. Таким образом, возникает вопрос, можно ли использовать указанные параметры I_{rs}/I_s и B_{cr}/B_c для оценки размеров зерен ферромагнитных минералов? В любом случае, при их использовании необходимо исключать парамагнитный сигнал.

В лессовидных отложениях парамагнитный сигнал вносит существенный вклад также и в начальную магнитную восприимчивость. На рис. 4г показано изменение отношения парамагнитной восприимчивости в разрезе Стрелица к начальной магнитной восприимчивости. В лессах вклад парамагнитного сигнала в начальную магнитную восприимчивость (χ_0) достигает 40%, а в наименее магнитных оглеенных суглинках в нижней части разреза – 80%. Лишь в погребенных почвах,

Содержание железа (%) в трех группах железосодержащих минералов в разрезе Стрелица

Тип отложений	Тип минералов	Ферромагнитные	Парамагнитные	Гематит		Валовое
				минимальное	максимальное	
Лессы		0.01	2.5	0.1	0.13–2.5	3.2
Погребенные почвы		0.03	4.5	0.14	ср. 0.12	4

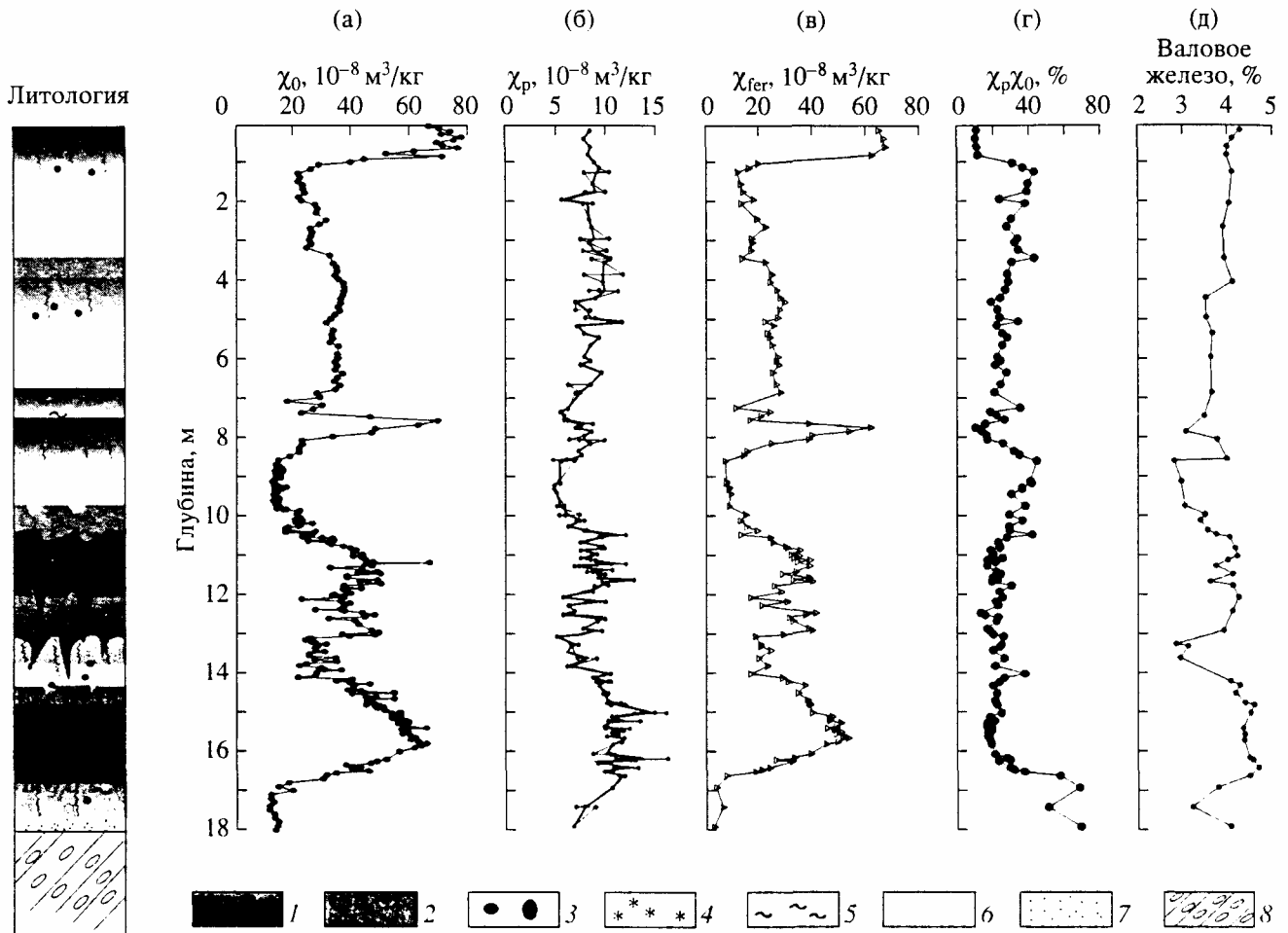


Рис. 4. Строение разреза Стрелица и изменение магнитных характеристик по разрезу: 1 – А-горизонты погребенных почв, 2 – В-горизонты погребенных почв, 3 – кротовины, 4 – ожелезнение, 5 – оглеение, 6 – лессы, 7 – пески, 8 – морена.

где величины χ_0 повышаются до $60\text{--}90 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, парамагнитная восприимчивость не превышает 10% от начальной магнитной восприимчивости. В результате такого неоднородного вклада парамагнитного сигнала в начальную восприимчивость, вариации магнитной восприимчивости, обусловленной ферромагнитными минералами ($\chi_f = \chi_0 - \chi_p$), более контрастны, чем вариации измеренной величины χ_0 .

Термомагнитные исследования, особенно в низкотемпературной области, могут быть использованы также для определения размеров зерен ферромагнитных минералов. И в этом случае особенно важно исключение парамагнитного сигнала. На рис. 2б показаны полученные расчетным путем по известной формуле Ланжевена для суперпарамагнитных частиц [Bean Livingston, 1959] кривые температурной зависимости намагниченности в поле 0.2 Т (в таком поле получены экспериментальные кривые) для ансамбля суперпарамагнитных зерен магнетита разного объема с

учетом температурной зависимости спонтанной намагниченности. Для кривой температурной зависимости намагниченности ферромагнитной составляющей (кр. 3 рис. 2а) характерен почти линейный спад намагниченности (за исключением участка 400–600 К, как это показано пунктиром). Природа перегиба в отмеченном температурном интервале пока не ясна, не исключено, что он связан с аппаратными эффектами. Откорректированная кривая более всего сходна с кривой 3 рис. 2б, на которой представлена температурная зависимость намагниченности для магнетитовых зерен объемом 10^{-18} см^3 . Отсюда следует, что зерна такого и меньших размеров играют здесь определяющую роль. Следует подчеркнуть, что если бы анализировалась экспериментальная термомагнитная кривая без исключения парамагнитного фона (кривая 1 рис. 2а), то оценка размеров зерен была бы сильно занижена.

Приведенные выше оценки концентрации трех форм железосодержащих минералов, конечно,

являются очень грубыми. Но они могут быть весьма полезны при интерпретации палеомагнитных данных, поскольку гематит (в том числе и магнитомягкий) может быть носителем естественной остаточной намагниченности.

Наконец, рассмотрим, как изменения пара- и ферримагнитной восприимчивости в разрезе Стрелица связаны со строением разреза (рис. 4б, 4г). Обе эти характеристики повышены в погребенных почвах и понижены в разделяющих эти почвы лессовых горизонтах. Однако имеются и различия.

В частности, в современной почве (интервал 0–1 м), в которой наблюдается самый большой пик начальной магнитной восприимчивости, не наблюдается повышения парамагнитной восприимчивости. Это не случайный результат. Именно такое изменение χ_0 и χ_p по профилям почв типично для современных почв степной зоны [Бабанин и др., 1995]. В то же время повышенный парамагнитный сигнал, а также повышенное содержание железа в гумусовых горизонтах погребенных почв – также явление распространенное. Оно наблюдалось также в лессах Китая [Evans, Heller, 1995]. В современных почвах умеренной зоны, как правило, не отмечается одновременного повышения пара- и ферримагнитной восприимчивости. Эти магнитные характеристики обусловлены, вероятней всего, разными почвенно-геохимическими процессами. Обогащение гумусовых горизонтов почв ферримагнитными минералами каким-то образом связано с накоплением органического вещества (гумуса) в почве. Об этом говорит положительная корреляция величин начальной магнитной восприимчивости с содержанием органики в современных почвах [Бабанин и др., 1995]. В разрезе Стрелица также установлена невысокая ($R = 0.48$), но достоверная прямая корреляция величин χ_0 с содержанием органического вещества [Virina et al., 2000] – несмотря на то, что в погребенных почвах основная часть $C_{орг}$ разрушается в процессе диа- и эпигенеза и его содержание на порядок меньше, чем в современной почве. Повышение величин χ_p связано с процессами накопления железа. Оно наблюдается, главным образом, в железо-аккумулятивных горизонтах почв таежно-лесной зоны, то есть в регионах с более суровыми климатическими условиями, либо в южных регионах, в субтропическом поясе. В таежно-лесных почвах железо-аккумулятивные горизонты расположены на некоторой глубине под гумусовыми горизонтами и характеризуются низким ферримагнитным сигналом.

Причины описанного различия в магнитных свойствах современных и ископаемых почв пока не ясны. Возможно, ландшафтно-геохимические условия формирования древних почв отличались от современных, в результате чего в них одновре-

менно в одних и тех же горизонтах происходило как накопление органического вещества, так и аккумуляция железа. Может быть также, что это результат наложения разновозрастных и различных по геохимии стадий в процессе формирования погребенных почв, поскольку за длительный период межледниковья ландшафты изменялись.

Таким образом, изучение парамагнитной восприимчивости на данном этапе скорее ставит новые вопросы, чем их решает. Тем не менее, дальнейшие исследования в этом направлении представляют несомненный интерес.

ВЫВОДЫ

1. В слабомагнитных породах, к которым, в частности, относятся и лессово-почвенные отложения, парамагнитный сигнал дает большой вклад в намагниченность в сильных магнитных полях. В таких породах без предварительной его оценки нельзя намагниченность в сильных магнитных полях принимать за намагниченность насыщения.

2. Совместный анализ данных по намагниченности насыщения, парамагнитной восприимчивости и валовому содержанию железа позволяет оценить содержание железа в трех группах минералов: парамагнитных, ферримагнитных и слабых ферромагнетиках.

3. Изменения начальной и парамагнитной восприимчивости в современных почвах контролируются разными геохимическими процессами: повышение начальной магнитной восприимчивости тесно связано с процессами гумусонакопления, увеличение парамагнитной восприимчивости определяется процессами аккумуляции железа. Поэтому в профилях современных почв они изменяются не синхронно. В то же время в погребенных почвах эти характеристики изменяются сходным образом. Указанное противоречие ставит новую интересную проблему, и дальнейшие исследования в этом направлении представляют несомненный интерес.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны С.Е. Сорокину (Почвенный институт РАН) за помощь в определении содержания валового железа методом рентгеновской термолюминесценции; В.П. Щербакову (Геофизическая обсерватория "Борок") за содействие в проведении ряда экспериментальных работ; Ш.З. Ибрагимову (палеомагнитная лаборатория Казанского ГУ); Г.Н. Петровой за прочтение рукописи статьи и ценные замечания; коллегам по Общественному семинару за обсуждение материалов, положенных в основу данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 99-05-64950 и фонда INTAS, грант 93-0571.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В.* Магнетизм почв. Москва-Ярославль: Изд. ЯГУ. 1995. 222 с.
- Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Е.Е.* Магнетизм <х-окислов и гидроокислов железа. М.: Наука. 1988. 158 с. *Большаков В.А.* Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: Геос. 1996. 191 с.
- Киттель Ч.М.* Элементарная физика твердого тела. М.: Наука. 1965. 366 с.
- Краткий физико-технический справочник / Ред. Яковлев К.П. Изд-во физ.-мат. лит-ры. М. 1960. Т. I. 446 с.
- Ланжевен П.* Избранные труды. М.: Наука. 1960. 450 с.
- Шолто Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра. 1977. 184с.
- Bean C., Livingstone J.D.* Superparamagnetism // J. Appl. Phys. 1959. V. 30. P. 117-145.
- Du Pasquier J.* Environmental paleomagnetic study of the loess/paleosol sequence from Roxolany (Ukraine). Diploma thesis. ETH: Zurich. 1999.
- Evans M.E., Heller F.* Loess magnetism // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 211-240.
- Mullender T.A.T., van Velzen A.J., Dekkers M.J.* Continuous drift correction and separate identification of ferrimagnetic and paramagnetic contribution in thermomagnetic runs // Geophys. J. Int. 1993. V. 114. P. 663-672.
- Virina E.I., Heller F., Faustov S.S., Bolikhovskaya N.S. et al.* Palaeoclimatic record in the loess-palaeosol sequence of the Strelitsa type section (Don glaciation area) deduced from rock magnetic and palynological data // J. Quat. Sci. 2000. V. 15. P. 487-499.