ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2001, № 8, с. 86-96

УДК 550382.3;52131

ДАННЫЕ МАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД ЛЕССОВОЙ ФОРМАЦИИ, ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ПРИКЛАДНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

©2001г. В. А. Большаков

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 07.02.2001 г.

Предложена интерпретация известных литературных, а также полученных автором новых данных о магнитных свойствах пород лессовой формации. Рассмотрены вопросы прикладного использования магнитных свойств для обоснования палеомагнитных и палеоклиматических построений. В частности, сделан вывод о существовании как минимум трех различных (для регионов Болгарии, Средней АЗИИ и Приобья) механизмов появления магнитного сигнала в породах лессовой формации, которые могут быть связаны со спецификой региональных климатических условий формирования горизонтов лессов и погребенных почв.

ВВЕДЕНИЕ

Породы лессовой формации (ЛФ) являются уникальными образованиями плейстоцена, покрывающими плащеобразным чехлом огромные пространства поверхности Земли в умеренных широтах. Лессово-почвенные разрезы наиболее полно и детально, среди континентальных отложений, отражают развитие природной среды четвертичного периода. Поэтому получаемая по ним магнитная и палеомагнитная информация представляет особую ценность.

Традиционно магнитные характеристики пород изучаются для обоснования палеомагнитных построений. При этом в случаях, когда в породах ЛФ обнаружены *магнитные новообразования,* эти исследования должны быть особенно тщательными. Необходимо как можно детальнее изучить природу намагниченности, определить механизм образования и параметры вторичной намагниченности - химическая или биогенная, каковы ее Величина, характерное время образования, возникает ли она на фоне первичной или при ее разрушении. От этого будет зависеть, как известно [Watkins, 1968; de Menocal et al., 1990; Большаков, 1995; 1996а; 1999], искажение палеомагнитной записи, например, ее удревнение. Именно с влиянием вторичной намагниченности можно связать трудности определения положения инверсии Брюнес-Матуяма (Б/М) в породах ЛФ Молдавиии, Украины, Китая и Болгарии [Вирина, Фаустов, 1973; Веклич, 1982; Heller and Liu, 1982, 1986; Kukla et al., 1988; Hus and Han, 1991; Большаков, Свиточ, 1995]. Определение истиного положения инверсии Б/М важно при проведении детальной корреляции континентальных и глубоководных отложений.

Важность и необходимость изучения магнитных свойств отложений ЛФ определяется и попытками использовать магнитные данные для палеоклиматических реконструкций и корреляций [Heller and Liu, 1984,1986; Kukla etal., 1988; Болиховская и др., 1999]. А для этого надо опять же знать *конкретный механизм* формирования магнитного сигнала (изменений по разрезу магнитной восприимчивости к, естественной остаточной намагниченности J_n), т.е. прежде всего надо знать, какой магнитный минерал и когда образуется и какие конкретные природные условия и как влияют на его образование или концентрацию. Поэтому в данной статье рассмотрены результаты исследований магнитных свойств пород ЛФ (как взятые из литературных источников, так и полученные автором) с целью их использования для определения механизма формирования магнитного сигнала в лессово-почвенных разрезах.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Начиная с работ Ле Борна [Le Borgne, 1955, 1960], увеличение магнитной восприимчивости современных (голоценовых) почв связывали в основном с более мелкой, илистой их фракцией [Вадюнина, Бабанин, 1972; Mullins and The, 1973; Mullins, 1977]. Также было показано, что соотношение величин к почв и почвообразующих лессов зависит от типа почвы, то есть от условий ее формирования, в том числе и климатических [Бабанин, 1971; Вадюнина, Бабанин, 1972; The, Liningtone, 1975; Mullins, 1977]. В частности, гидроморфные почвы, в отличие от автоморфных, имеют величины к меньше, чем к почвообразующих лессов. Эти же особенности были отмечены и для погребенных почв (ПП) и лессов. Для пород ЛФ Молдавии, Украины, Средней Азии, Китая и

Болгарии отношение $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л}$ больше единицы [Вирина, Фаустов, 1973; Третяк, 1983; Heller and Liu, 1984; Zhou et al., 1990; Maher and Taylor, 1991; Liu et al., 1992; Banerjee et al., 1993; Verosub et al., 1993; Eyre and Shaw, 1994; Большаков, 1996а,б]. Для регионов Аляски и Сибири это отношение обычно меньше 1 [Вирина и др. 1972; Большаков, Свиточ, 1988; Beget and Hawkins, 1989; Chlachula et al., 1998]. Также отмечены разрезы, в пределах которых отношение $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л}$ было и больше и меньше единицы [Nawrocki et al., 1996; Вирина и др., 1998]. Увеличение к автоморфных ПП, по сравнению с лессами, связывается с увеличением концентрации новообразованного магнитного минерала в почвах. Механизм этого новообразования и вид возникающего магнитного минерала стали предметом многочисленных исследований и дискуссий [Le Borgne, 1955; 1960; Вирина, Фаустов, 1973; Pedogenesis..., 1994]. О виде новообразованного магнитного минерала высказывались в основном две гипотезы: маггемитовая и магнетитовая [Mullins, 1977; Pedogenesis..., 1994]. Механизм уменьшения к в гидроморфных ПП обычно связывают с разрушением сильномагнитных минералов материнской породы в процессе почвообразования [Смирнов, 1978; Вирина и др., 1998].

Мною изучались магнитные свойства пород ЛФ Болгарии [Большаков, 1996а, 1996б], а также разрезов Володарка на Оби [Большаков, Свиточ, 1988], Чарвак в Средней Азии (по образцам В.В. Семенова) и Новая Этулия в Молдавии (образцы Е.И. Вириной). Прежде всего для пород ЛФ Болгарии были получены данные, типичные для разрезов Китая и Молдавии: $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л} > 1$, а размеры магнитных минералов в ПП меньше, чем в лессах. Последний вывод был сделан на основе сравнения следующих магнитных характеристик ПП и лессов Болгарии: параметров I_i/I_S и I_{ri}/I_S, где I_i и I_{ri} – идеальная и идеальная остаточная намагниченности, I_S – намагниченность насыщения; отношений I_{rS}/I_S, к/I_S; S/к, где I_{rS} – остаточная намагниченность насыщения, S – коэффициент магнитной вязкости; величины коэрцитивной силы H_C. Эти характеристики использовались для определения доменного состояния и, следовательно, оценки размеров магнитных частиц в породах [Большаков, 1992; 1996а].

Кривые интегральных и дифференциальных зависимостей I_S от температуры T показаны на рис. 1. На дифференциальных кривых $dI_S/dT(T)$ заметны некие слабовыраженные особенности при температурах около 500 и 580°С. Более низкотемпературная точка обычно лучше проявляется в погребенных почвах, более высокотемпературная точка, которую логично связать с температурой Кюри T_C магнетита, превалирует в лессах и современной почве [Большаков, 1996а]. Поскольку эти особенности проявляются и после нагрева до 700°С, то и низкотемпературной точке

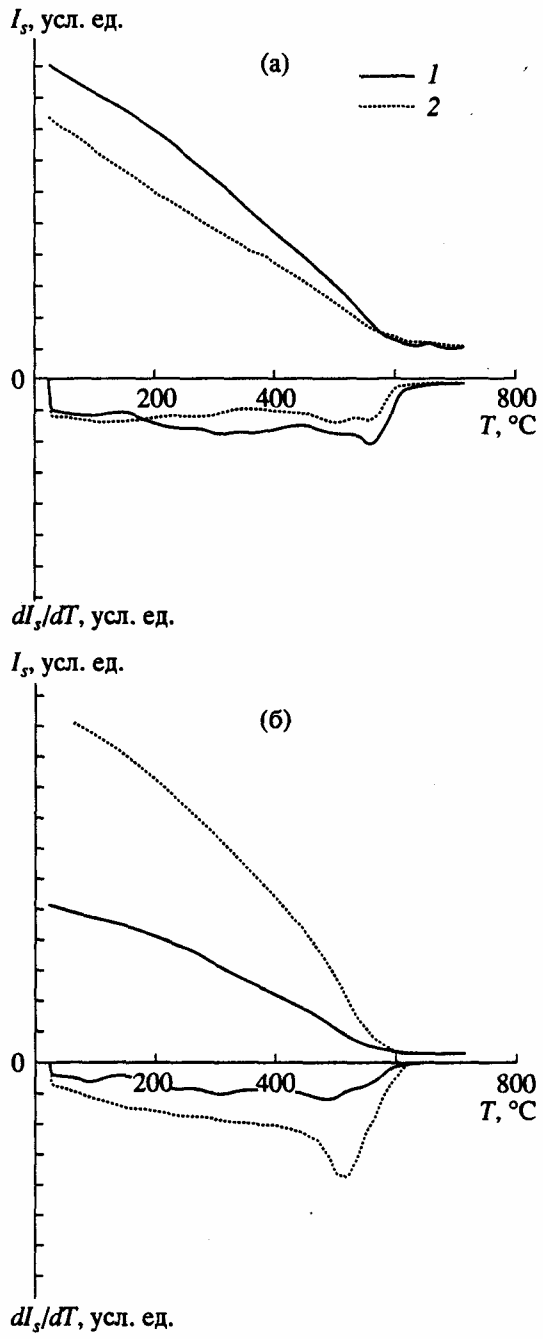

Рис. 1. Интегральные и дифференциальные зависимости намагниченности насыщения (в магнитном поле 1.6×10^5 А/м) от температуры для образцов лесса (а) и погребенной почвы (б) разрезов Болгарии: *1* и *2* – кривые первого и второго нагревов.

можно придать значение температуры Кюри. На рис. 1б показан единственный из 17 образцов ПП Болгарии, в котором I_S (в магнитном поле $H = 1.6 \times 10^5$ А/м) после прогрева увеличилась. (В 15 образцах величина I_S после прогрева уменьшалась и в одном не изменилась). Образец на рис. 1б специально показан потому, что в нем наиболее заметно после прогрева проявляется $T_C \approx 520$°С.

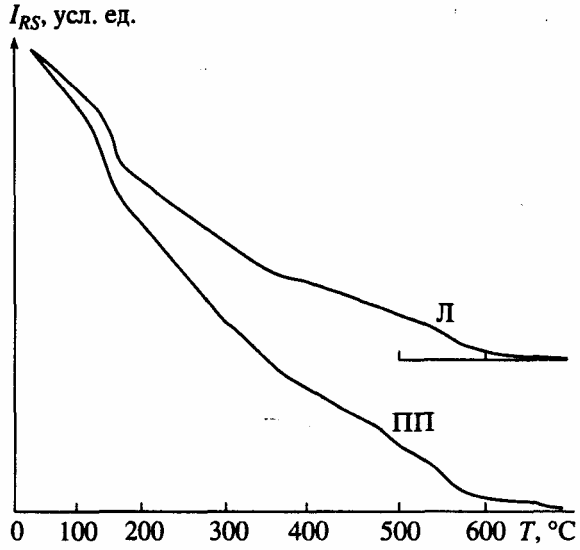

Рис. 2. Зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры для образцов лессов (Л) и погребенных почв (ПП) разреза Чарвак (Средняя Азия).

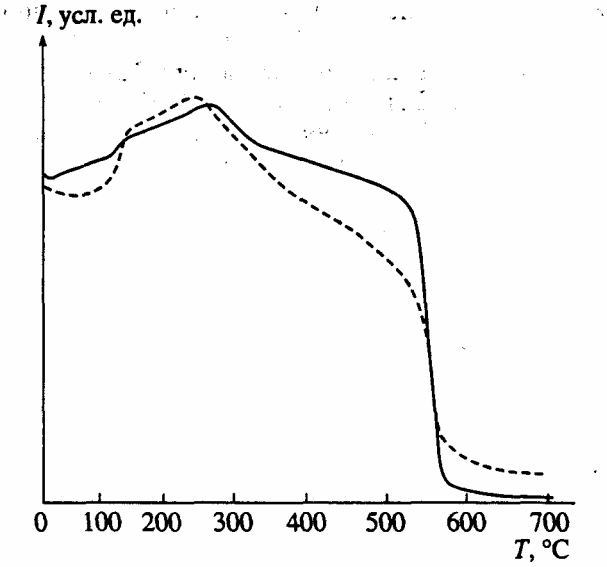

Рис. 3. Кривые изменения индуктивной намагниченности (в поле 1050 А/м) от температуры для лессов (сплошная линия) и погребенных почв (штриховая линия) разреза Володарка на Оби.

Более заметной эта T_C становится после прогрева и в лессах (на рис. 1а около 500°С). Температура Кюри около 520°С проявляется также на кривой $I_S(T)$ первого нагрева в образце *илистой фракции* ПП Молдавии. Здесь специально отмечен этот факт, так как именно с илистой фракцией связывается новообразование магнитного минерала автоморфных погребенных почв. Образцы ПП Молдавии демонстрируют зависимости $dI_S/dT(T)$, аналогичные обычно получаемым по ПП Болгарии [Большаков 1996а, 1996б]. Еще одно отличие ПП от лессов Болгарии было обнаружено при изучении зависимости I_{rS} от температуры. В лессах и современной почве есть минимум на кривой $dI_{rS}/dT(T)$ в области температур 150–200°С, в погребенных почвах этого минимума, который мы [Большаков и др., 1987] назвали термомагнитным эффектом, нет [Большаков 1996а, 1996б].

Важно отметить, что выделение указанных особенностей термомагнитного поведения лессов и почв стало возможным в основном благодаря применению *дифференциального* термомагнитного анализа на установке Палеомагнитной лаборатории Казанского государственного университета по методике, изложенной в работе [Буров, Ясонов, 1979]. Очевидно, это более объективный и точный метод выделения особенностей термомагнитных кривых, которые на интегральных зависимостях определяются качественно, а зачастую "на глаз". Полагаю, что это одна из основных причин, по которой не были ранее отмечены выделенные в работе [Большаков, 1996б] различия термомагнитных кривых ПП и лессов (они просто остались незамеченными, либо на них не обратили внимания при анализе интегральных кривых) для пород ЛФ Молдавии и Китая. В образцах этих регионов, похожих по магнитным свойствам на болгарские, выделялась только T_C магнетита. Бóльшая информативность дифференциальных кривых по сравнению с интегральными наглядно демонстрируется сопоставлением этих кривых на рис. 1. Сделанное предположение, вероятно, подтверждается тем фактом, что отличия зависимостей $I_{rS}(T)$ лессов и ПП разреза Стрелица под Воронежем, аналогичные полученным мною, недавно зафиксированы и в работе [Вирина и др., 2000], авторы которой хорошо знакомы с данными о магнитных свойствах пород ЛФ Болгарии.

Термомагнитный эффект в интервале температур 150–200°С проявляется также перегибом на кривой $I_{rS}(T)$ (рис. 2), или на кривой зависимости индуктивной намагниченности (в H = 1050 А/м на рис. 3) от температуры соответственно для разрезов Чарвак в Средней Азии и Володарка в Приобье. Таким образом, в отличие от разрезов Болгарии, *в разрезах Приобья и Средней Азии погребенные почвы характеризуются наличием термомагнитного эффекта.* Напомню, что для разрезов Приобья характерно в основном уменьшение величин к в ПП по сравнению с лессами [Вирина и др. 1972; Большаков, Свиточ 1988; Chlachula et al. 1998], а для разрезов Средней Азии – увеличение к [Ломов, Пеньков 1979; Лазаренко и др. 1980]. Зависимости $dI_S/dT(T)$ и для лессов, и для ПП разреза Володарка показывают только одну $T_C \approx 570$°С (рис. 4). Похожие зависимости $dI_S/dT(T)$ для лессов и ПП разреза Кайрубак в Та-

джикской депрессии, с несколько менее выраженными минимумами в районе T_C магнетита, показаны в работе [Гурарий, Пеньков, 1985]. В этой работе также демонстрируется наличие термомагнитного эффекта в образцах и лессов и погребенных почв разреза и отмечено увеличение к в погребенных почвах.

В заключение кратко остановимся на результатах изучения доменного состояния образцов лессово-почвенных отложений в районе пос. Володарка. Оказалось, что магнитные минералы в этих отложениях гораздо крупнее, чем в породах ЛФ Болгарии, их можно отнести к крупным псевдооднодоменным частицам, в соответствии с величинами параметров I_i/I_S и I_n/I_S, а также параметра I_{rs}/I_S, которые соответственно заключены в пределах (0.5–0.9) × 10^{-3}, (0.35–0.7) × 10^{-3} и 0.07–0.12. Эти параметры получены в основном для погребенных почв. Лессы, по имеющимся данным, характеризуются близкими параметрами доменного состояния, находящимися внутри указанных интервалов, однако представляющими более грубую магнитную фракцию.

Таким образом, можно констатировать, что в регионах Средней Азии и Приобья магнитные минералы лессов и ПП в основном проявляют сходство в отличие от магнитных минералов аналогичных горизонтов ЛФ Болгарии. Перейдем к обсуждению имеющихся данных.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Как уже говорилось, есть две наиболее распространенные версии о новообразованном магнитном минерале погребенных почв автоморфного типа – это или маггемит, или магнетит. Повышенная концентрация и более мелкие размеры (большее количество суперпарамагнитных и магнитовязких частиц) этого минерала в ПП, по сравнению с лессами, объясняют более высокую к ПП. Магнитные свойства лессов связывают в основном с более грубозернистым терригенным магнетитом. Распространенная шире магнетитовая версия опирается обычно на обнаруженную на интегральных кривых $I_S(T)$ магнетитовую температуру Кюри, около 575°C [Вирина, Фаустов, 1973; Maher and Thompson, 1991; Liu et al., 1992; Pedogenesis..., 1994]. В публикации [Вирина, Фаустов, 1973], в противовес мнению Ле Борна [Le Borgne, 1960] об образовании маггемита в почвах, приводится несколько доводов в пользу магнетита в качестве новообразованного магнитного минерала ПП Молдавии. Однако ценность этих доводов существенно снижается следующим замечанием авторов [Вирина, Фаустов, 1973, с. 169]: "Не исключено, что в дальнейшем магнетит в какой-то степени окисляется до маггемита, так что маггемит будет вторичным по отношению к магнетиту". Фактически это является подтверждением механизма Ле Борна, который полагал, что в почве сначала происходит восстановление гематита до магнетита, после чего окисление последнего приводит к маггемиту. Важен ведь конечный магнитный минерал, который и определяет фиксируемые магнитные свойства почв. В работах [Вирина, Зайцева, 1973; Фаустов и др., 1986; Вирина и др., 2000] в качестве доказательства образования магнетита в ПП приводилось и наличие низко-

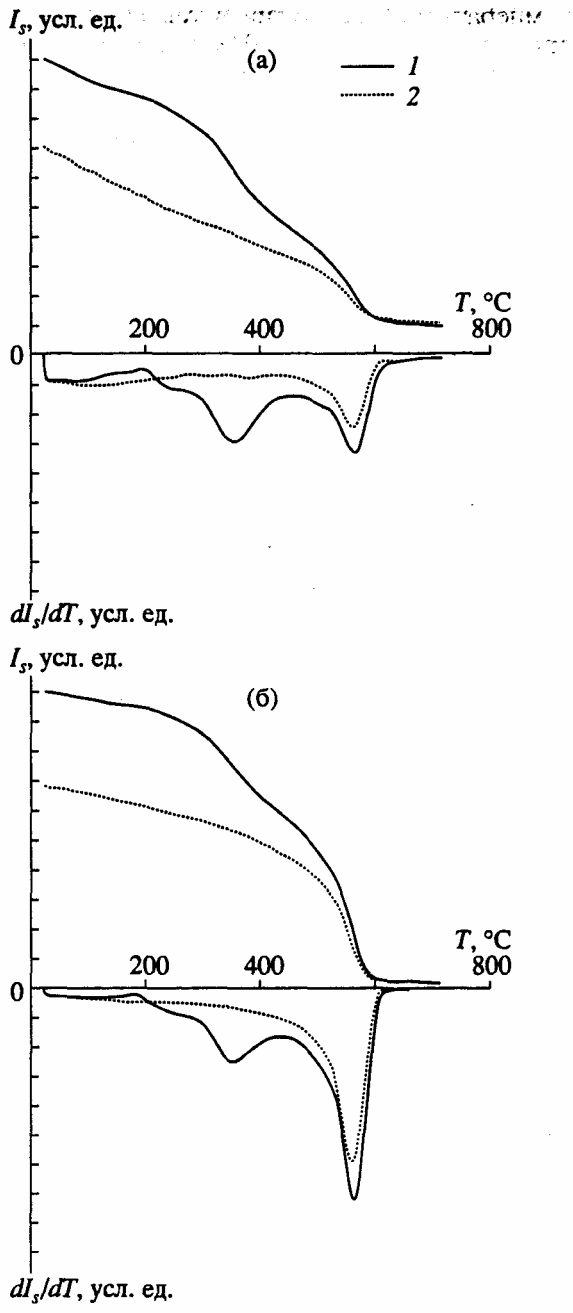

Рис. 4. Интегральные и дифференциальные зависимости намагниченности насыщения (в поле 2000 Э) погребенных почв (а) и лессов (б) разреза Володарка.

температурной аномалии в так называемой изотропной точке, около 130°K, где первая константа анизотропии магнетита равна нулю. Это должно вызвать уменьшение H_C и соответствующее резкое изменение намагниченности при температуре 130°C [Nagata, 1965; Фаустов и др., 1986]. Однако, как уже отмечалось мною [Большаков, 1996а], этот эффект может практически не проявляться из-за влияния напряжений, анизотропии формы, суперпарамагнитного состояния магнитных частиц, ненулевого значения второй константы анизотропии. Поэтому обычно низкотемпературную аномалию связывают с температурой Вервея, около 120°K, в которой происходит изменение параметров кристаллической решетки и она превращается из кубической в орторомбическую. Такой переход, очевидно, может более сильно повлиять на изменения магнитных и других свойств магнетита [Moskowitz et al., 1989, 1993; Aragon, 1991; Liu et al., 1992; Banerjee et al., 1993; Ozdemir et al., 1993; Verosub et al., 1993; Eyre and Shaw, 1994]. В перечисленных работах аномалий в области температуры 130°K даже на крупных (до 5 мм) монокристаллических образцах обнаружено не было. Аномалия, связываемая с температурой Вервея, обнаружена при температурах ниже 120°K. Она смещается в область более низких температур и размывается при увеличении окисления магнетитовых зерен, наличии примесей и суперпарамагнитных частиц в образце. Также было показано, что низкотемпературная аномалия практически не проявляется в образцах ПП Китая [Banerjee et al., 1993; Verosub et al., 1993; Eyre and Shaw, 1994]. Наиболее ярко отсутствие этой аномалии в мелкой фракции, с которой и связывается существование нового магнитного минерала ПП и лессов Китая, показано в работе [Verosub et al., 1993]. Это привело ее авторов к выводу, что новообразованный магнитный минерал ПП – маггемит, в котором низкотемпературная аномалия отсутствует.

Из сказанного следует, что полученные по породам ЛФ Китая данные низкотемпературных исследований указывают на существование определенных противоречий низкотемпературных и высокотемпературных данных, поскольку последние указывают на T_C магнетита в образцах ПП. Не исключено, что полученные мною данные, описанные выше, могут способствовать разрешению этого противоречия. Новым в этих данных является отсутствие в погребенных почвах Болгарии (по сравнению с лессами) термомагнитного эффекта и обнаружение дополнительной T_C около 500–520°C, характерной для погребенных почв, и, следовательно, связываемой с процессами почвообразования. Эта T_C проявляется в меньшей степени и в лессах, потому что реально все лессы в той или иной степени затронуты процессами почвообразования. Поскольку мы [Большаков и др., 1986; 1987] связываем проявление термомагнитного эффекта с поверхностно окисленным магнетитом, то, по нашему мнению, последний не может быть новообразованным магнитным минералом погребенных почв, так как в них отсутствует термомагнитный эффект [Большаков 1996а, 1996б]. Как уже говорилось, аналогичные особенности температурного поведения I_{rs} лессов и ПП разреза Стрелица в Воронежской области отмечены в работе [Вирина и др., 2000]. В этой же работе сделан и аналогичный вывод об окисленном магнетите, однако, приводя объяснение термомагнитного эффекта, предложенное нами [Большаков и др., 1986; 1987], указанные авторы почему-то ссылаются на работу [Буров и др., 1986], в которой исследование механизма этого эффекта не проводилось.

Таким образом, согласно нашим данным, новообразованный магнитный минерал ПП Болгарии (и Молдавии), обусловливающий повышение их к и характеризуемый, по сравнению с лессами, уменьшенными размерами магнитных частиц, а также $T_C \approx$ 500–520°C, не является однофазно окисленным магнетитом. Поскольку есть определенное сходство магнитных свойств ЛФ Болгарии и Китая (в частности, есть данные о наличии и в породах ЛФ Китая $T_C \approx$ 500–520°C, наряду с $T_C \approx$ ≈ 570–580°C), этот минерал должен характеризоваться и отсутствием низкотемпературной аномалии, т.е. он не является стехиометрическим магнетитом. Следовательно, новообразованный магнитный минерал вполне может быть стабилизированным маггемитом. Стабилизация, обусловливающая повышенную устойчивость маггемита к нагревам (обычный маггемит, как известно, переходит в гематит при T = 250–450°C [Яновский, 1978]), может быть вызвана либо примесями, например, алюминия [Нагата, 1965; Яновский, 1978; Ozdemir and Banerjee, 1984], либо определенными интервалами размеров зерен маггемита – 0.01–0.03 мкм [Eyre and Shaw, 1994]. Однако А.К. Гапеев (устное сообщение) считает наиболее вероятным новообразованным магнитным минералом замещенный (примесями магния, марганца и др.) магнетит. По его мнению, это может объяснить и пониженную $T_C \approx$ 500–520°C, и отсутствие термомагнитного эффекта и низкотемпературной аномалии в образцах погребенных почв. Очевидно, что уточнение состава новообразованного магнитного минерала требует дополнительных исследований, которые могли бы дать наиболее определенный результат при возможности выделения мономинеральной магнитной фракции мелких (близких к однодоменным) частиц в ПП.

Полученные результаты показывают однако, что не во всех случаях превышения к ПП над к лессов минерал, отвечающий за это превышение, будет одним и тем же для пород различных регионов. Здесь имеются в виду данные по разрезам

Чарвак в Средней Азии (рис. 2) и Кайрубак в Таджикистане, согласно которым в более сильномагнитных ПП имеет место термомагнитный эффект, которого нет в ПП Болгарии (рис. 1). Отсюда следует, что и состав, и условия формирования магнитного минерала ПП Средней Азии и ПП Болгарии будут разными, а, следовательно, разным будет и механизм образования магнитного сигнала в этих регионах. С другой стороны, одинаковым термомагнитным характеристикам лессов и ПП Средней Азии и Приобья (рис. 2, рис. 3) отвечают тем не менее иные соотношения магнитной восприимчивости (к лессов больше к ПП в Приобье, тогда как в Средней Азии наоборот) и, очевидно, опять же различия механизмов магнитной записи. Указанные различия между породами ЛФ Болгарии и Приобья подтверждаются и отмеченным выше заключением о наличии в последних более крупных магнитных зерен. Таким образом, из полученных нами данных следует наличие не менее трех механизмов формирования магнитного сигнала в лессово-почвенных разрезах рассмотренных регионов, которые могут быть связаны с особенностями региональных климатических условий при образовании соответствующих горизонтов лессов и ПП.

Обратим внимание на еще один упомянутый выше факт и его интерпретацию. Ранее было показано [Большаков, 1996а, 1996б], что современная почва Болгарии по своим магнитным показателям (по виду интегральных и дифференциальных зависимостей $I_S(T)$ и $I_{rS}(T)$, а также по параметрам доменного состояния, связываемым с размерами магнитных частиц в породах I_i/I_S и I_{rt}/I_S, I_{rS}/I_S и H_C), кроме величин к и I_S, отражающих в основном концентрацию магнитного минерала, ближе к лессам, чем к погребенным почвам. Из этого был сделан вывод о том, что новообразование магнитного минерала погребенных почв происходит в основном после захоронения почвенного слоя, спустя некоторое время после этого захоронения. Поэтому можно полагать, что, по крайней мере, для пород ЛФ Болгарии механизм увеличения магнитной восприимчивости почв, по сравнению с лессами, будет различным для современной и погребенной почв. Сделанное заключение согласуется с данными об уменьшении количества гумуса в ПП при увеличении их возраста (глубины залегания) [Кригер, 1965]. В публикациях о магнитных свойствах пород ЛФ я нашел пока только одно подтверждение сделанного мною для пород ЛФ Болгарии вывода: в работе [Liu et al., 1992] коэрцитивная сила пород голоценовой почвы разреза Хайфен (Xifeng) выше, чем в нижележащей ПП. Сделанный вывод имеет важное практическое значение при изучении магнитных свойств пород ЛФ Болгарии (и, вероятно, Модавии и Китая).

О ПРИКЛАДНОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ПОРОДАМ ЛФ

Обоснование палеомагнитных построений. Выше уже говорилось о трудностях определения точного положения инверсии Б/М в породах ЛФ, характеризуемых новообразованием магнитных минералов. Изложенные данные позволяют говорить о наличии не менее трех различных, связанных, вероятно, со спецификой региональных палеоклиматических изменений, механизмов формирования магнитного сигнала, которые включают в себя и образование I_n. В соответствии с этим должны определяться процедура выделения векторов первичной намагниченности I_{n0} и интерпретация получаемых палеомагнитных данных. Предварительно можно предположить, что наименьшие искажения палеомагнитной записи могут возникнуть в породах лессовой формации, характеризуемых пониженными величинами к в ПП, например, в Приобье. Поскольку лессы (или лессовидные породы) являются почвообразующими, магнитные составляющие лессов считаются первичными в породах ЛФ. Впоследствии, в процессе почвообразования, а также других диагенетических изменений эти первичные магнитные составляющие могут изменяться, или на них могут накладываться вторичные составляющие. В случае $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л} < 1$ можно предположить, что в процессе почвообразования происходит частичное исчезновение, растворение несущих первичную намагниченность лессовых магнитных минералов. Такой процесс, очевидно, не приведет к существенному искажению палеомагнитной записи. Однако понижение к в ПП может быть связано с появлением химической вторичной намагниченности, например, с переходом магнетита (маггемита) в гематит. В этом случае палеомагнитная интерпретация будет зависеть как от соотношения первичной намагниченности с I_n, так и от возможности и способа выделения I_{n0}. Дело в том, что намагниченность гематита, если она не связана с магнитовязкими частицами, обычно наиболее стабильна как к переменному магнитному полю, так и к температуре. Поэтому выделение I_{n0} усложняется. Однако в нашем случае, судя по кривым рис. 3 и рис. 4, намагниченность гематита не вносит существенного вклада в общую намагниченность образца. Относительно большая величина остатка намагниченности при темепратуре 650°С в ПП (рис. 3, рис. 4) связана скорее всего не с большим относительным количеством гематита в погребенных почвах (на термомагнитных кривых не видно особенностей около T_c гематита, 675°С), а с более слабой намагниченностью образцов ПП, которые измерялись на более чувствительных диапазонах установок, чем образцы лессов. Вследствие этого парамагнитный вклад в намагниченность ПП проявляется сильнее. Из сказанного выше можно предположить, что климато-

стратиграфическое положение инверсии Б/М в породах ЛФ проще всего и, вероятно, наиболее достоверно, с позиций магнетизма горных пород и палеомагнетизма, определяется в лессово-почвенных горизонтах, для которых отношение $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л}$ меньше (или равно) единицы. Поэтому обнаруженное нами [Большаков, Свиточ, 1988], положение этой инверсии в ПП3 разреза Володарка на Верхней Оби (рис. 5) (заметим, что по нашему мнению [Большаков, Свиточ, 1988], часть этого разреза, по крайней мере ниже ПП2, отсутствует в известном разрезе Белово) представляется более предпочтительным по отношению к ее пратически повсеместному соотнесению с лессовыми горизонтами разрезов Китая и других регионов [Kukla et al., 1988; Ding et al., 1991; Pecsi, 1993; Большаков, Свиточ, 1995; Додонов и др., 1999]. В рамках традиционной точки зрения, когда ПП сопоставляют с межледниковьями, а лессы – с оледенениями, соотнесение инверсии с горизонтами ПП к тому же снимает противоречие с палеомагнитными данными по глубоководным осадкам. Как известно (библиография в работе [Большаков, 1999]), инверсия Брюнес–Матуяма проходит внутри "теплой", 19-й стадии изотопно-кислородной шкалы. Поэтому ее положение в "холодных" лессовых горизонтах является одним из наиболее заметных недостатков корреляции глубоководных и континентальных отложений, который обычно серьезно не обсуждается [Kukla et al., 1987; Додонов и др., 1999]. Пока можно предложить два объяснения этого противоречия: искажение палеомагнитной записи, связанное с процессами вторичного намагничивания, и отнесение погребенных почв к периодам оледенений (для региона Средней Азии такая точка зрения высказывалась ранее [Пахомов, 1983]). Указанное противоречие, на мой взгляд, требует серьезного изучения. Надежное установление климатостратиграфического положения инверсии Б/М в породах ЛФ будет способствовать и решению вопроса о соотнесении лессо- и почвообразования в различных регионах с глобальными климатическими событиями.

О сложности выделения инверсии Б/М в разрезах, характеризуемых наличием новообразований и отношением $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л} > 1$, для таких регионов как Болгария, Молдавия и Китай говорилось выше. К сожалению, слабо исследован в этом отношении регион Средней Азии, где $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л} > 1$ [Ломов, Пеньков, 1979; Лазаренко и др., 1980; Гурарий, Пеньков, 1985; Додонов и др., 1999], однако полученные нами кривые $I_{rS}(T)$ (рис. 2) указывают на сходство магнитных минералов ПП и лессов. Если этот вывод верен, то палеомагнитная информация, получаемая по породам ЛФ Средней Азии, является не менее надежной и легко интерпретируемой, чем для разрезов Приобья. Более того, есть основание говорить о большем вкладе ориентационной намагниченности в формирование I_n в разрезе Чарвак, чем в разрезе Володарка. В последнем обратные направления намагниченности получены только после температурно-временной чистки (180°C в течение четырех часов), что указывает на значительный вклад в I_n вторичной (вязкой) намагниченности (рис. 5). В разрезе Чарвак, однако, обратные направления I_n фиксируются уже при первичных измерениях [Лазаренко и др., 1980]. Следует отметить, что похожий вывод был сделан для таджикского разреза Кайрубак в уже упомянутой работе [Гурарий, Пеньков, 1985, с. 48–49]: "Отсутствие заметных различий по составу ферромагнитной фракции между почвами и лессами позволяет предположить, что процесс почвообразования в условиях Таджикской депрессии не затронул носителей намагниченности, т.е. в почвах сохранилась естественная остаточная намагниченность материнских лессовых отложений... В то же время почвы характеризуются несколько более высокими значениями к и I_{rS}, что не позволяет предыдущий вывод принимать безоговорочно". На мой взгляд, осторожную формулировку завершающей фразы в приведенной цитате все же следует понимать не как сомнение в возможности использования I_{n0} для палеомагнитных построений, а как призыв определить механизм увеличения к в ПП. Из утверждения авторов о том, что лессы и ПП разреза Кайрубак "крайне однородны по составу ферромагнитной фракции" следует, что различия к связаны с изменением концентрации магнитной фракции в лессах и ПП. Это, очевидно, не повлияет на формирование направлений I_{n0}. Однако причину изменений к желательно определить, имея в виду, в частности, использование каппаметрии для решения вопросов, не связанных с палеомагнитными построениями. Не исключено, что этот механизм окажется похожим на предложенный в работе [Kukla et al., 1988].

Суммируя сказанное выше, следует заключить, что многие вопросы, связанные с глобальными и региональными аспектами формирования намагниченности в породах ЛФ, определяющих надежность палеомагнитных определений и интерпретаций, остаются невыясненными.

Использование каппаметрии пород ЛФ для палеоклиматических интерпретаций и корреляции континентальных и глубоководных отложений. Этот вопрос довольно подробно рассмотрен автором в ряде работ [Большаков 1996а, 1996б, 1997; 2000]. В данной публикации хотелось бы подчеркнуть несколько основных моментов проблемы. Выше было показано, что существует как минимум 3, вероятно связанных с региональными климатическими особенностями, механизма формирования магнитного сигнала в породах ЛФ. Два связаны с различным соотношением к ПП и лессов ($\kappa_{ПП}/\kappa_{Л} > 1$ и $\kappa_{ПП}/\kappa_{Л} < 1$) для регионов Болга-

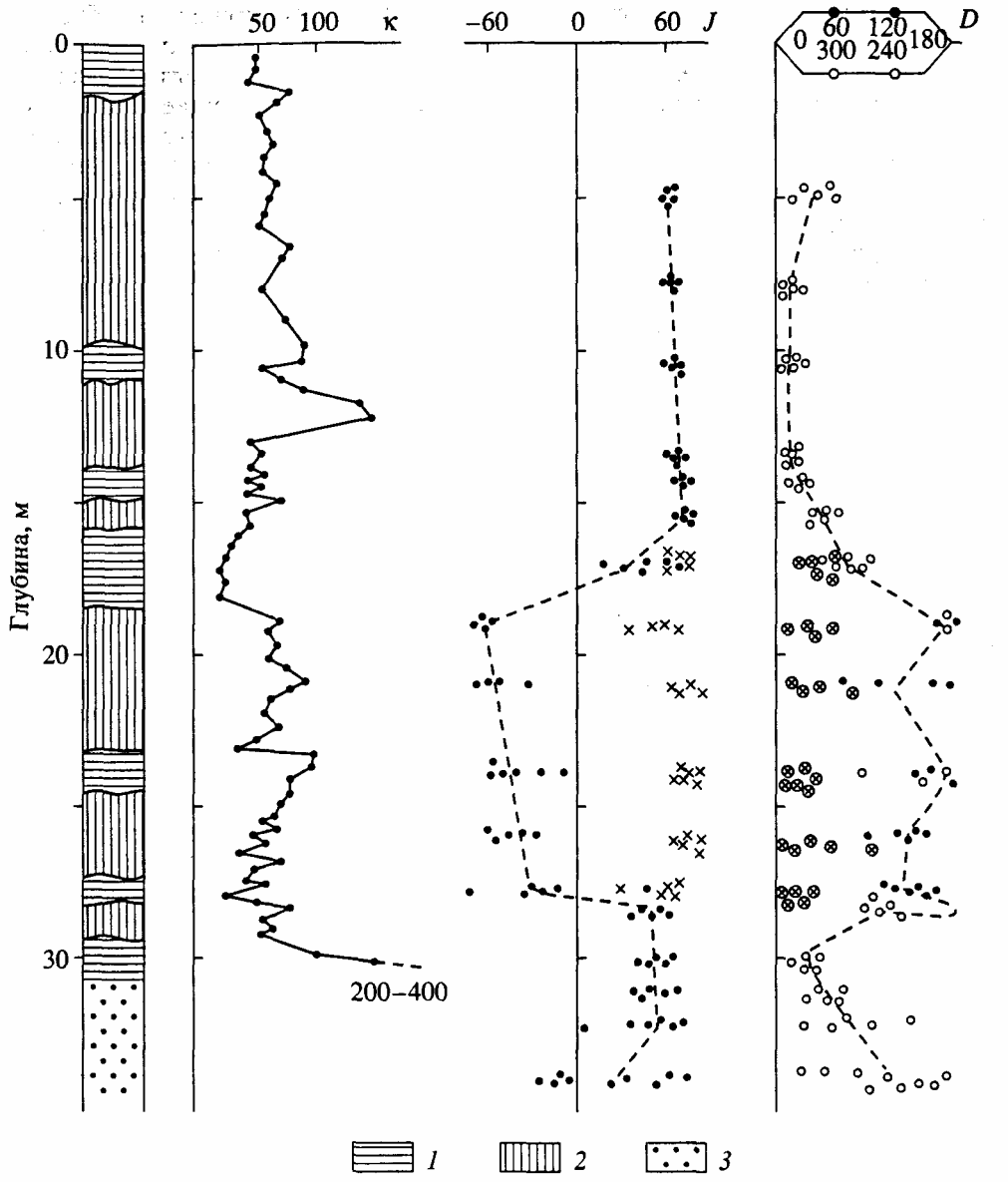

Рис. 5. Литология, магнитная восприимчивость (в единицах СИ × $10^6/4\pi$), углы наклонения и склонения (после температурно–временной чистки при температуре 180°C в течение 4-х часов) образцов разреза Володарка. *1* – почва, *2* – лесс, *3* – супесь. Крестиками обозначены направления I_n обратнонамагниченной зоны до чистки. Нумерация ПП в разрезе ведется вниз от отметки 10 м.

рии и Приобья, и еще один для случая, когда $\kappa_{ПП}/\kappa_Л > 1$, однако зависимости $I_{rS}(T)$ и у лессов и у ПП подобны (для Средней Азии). Отсюда следует, что не существует единой, *глобальной*, палеоклиматической значимости изменений κ в горизонтах лессов и погребенных почв. При рассмотрении *региональных* аспектов проблемы необходимо помнить о четырех обстоятельствах.

1) Различие величин κ, например, в различных горизонтах погребенных почв одного разреза не может дать *конкретных* сведений о различиях палеоклиматических условий их образования, пока неизвестен конкретный механизм формирования магнитного сигнала в породах изучаемого разреза.

2) Помимо традиционной точки зрения о том, что лессы образовались в периоды оледенений, а почвы – межледниковий, существует и менее распространенная, нетрадиционная точка зрения, упоминавшаяся выше. По мнению некоторых исследователей [Пахомов, 1983; Девяткин, 1993], в Средней Азии, например, возможно формирование почв в плювиальных условиях, характеризующихся прохладным и влажным климатом. Также обосновывается и существование "теплых" лессов [Болиховская, 1995]. Из этого следует, что, с пози-

ций нетрадиционной точки зрения, даже тривиальное обоснование палеоклиматической значимости каппаметрии, связанное с отличием к лессов и ПП, теряет свою первичную основу. Для установления закономерной связи изменений к с изменениями климата в этом случае просто необходимо сопоставление данных каппаметрии с палеоклиматическими (палеоботаническими, палеонтологическими) данными. Пока одна из первых таких попыток [Болиховская и др., 1999] не увенчалась успехом.

3) Возможность конкретных палеоклиматиче ских реконструкций будет сильно усложнена, ес ли для других регионов подтвердится вывод, сде ланный мною для пород ЛФ Болгарии о том, что новообразование магнитного минерала ПП про исходит в основном после их захоронения.

4) Соотношение $к_{пп}/к_{л}$ [Nawrocki et al., 1996; Вирина и др., 1998; Болиховская и др., 1999] быва ет и больше и меньше единицы в пределах от дельных разрезов. Это говорит о влиянии на ве личину к лессов и почв изменяющихся местных факторов, не связанных непосредственно с гло бальными климатическими колебаниями. Данное обстоятельство также значительно усложняет воз можность каппаметрических палеоклиматичес ких реконструкций.

Теперь обратимся к использованию каппаметрии для корреляции континентальных и глубоководных отложений, которая является одной из важных проблем изучения четвертичного периода. Решение этой проблемы позволит воссоздать наиболее полную картину изменения природной среды в плейстоцене. Только на этой основе возможно корректное прогнозирование будущих глобальных климатических изменений. Использование каппаметрии для корреляции заключается обычно в сравнении каппаметрической и изотопно-кислородной (ИК) кривой соответственно для лессово-почвенных разрезов и колонок глубоководных осадков. Отмечу главный, на мой взгляд, недостаток таких корреляций. ИК кривая отражает в основном вариации глобального объема льда [Imbrie et al., 1984], которые определяются глобальными климатическими изменениями, характеризуемыми температурой, влажностью, процессами циркуляции атмосферы и гидросферы и др. Иными словами, ИК кривая является палеоклиматической, непосредственно отражающей глобальные палеоклиматические изменения. Этого никак нельзя сказать о каппаметрической кривой, которая, как мы видели, не имеет глобального характера, а к тому же может определяться и неклиматическими факторами, например, местными геоморфологическими условиями или условиями преобразований магнитных минералов в течение длительного времени уже после захоронения соответствующих горизонтов. Поэтому обоснования возможности корреляции каппаметрических и ИК кривых, вообще говоря, нет, поскольку сравнивать или коррелировать можно только подобные события, имеющие общие причины, их вызывающие. Более того, поскольку доказательство палеоклиматической значимости каппаметрии возможно для каждого лессово-почвенного разреза только при использовании палеоклиматических (палеофаунистических, палеоботанических) данных, каппаметрическая корреляция практически теряет смысл. Более логично проводить сопоставление ИК данных по колонкам глубоководных осадков непосредственно с палеоклиматическими кривыми лессово-почвенных разрезов, полученными на основе надежно выявленных палеоклиматических изменений, даже региональных.

Одним из ярких примеров отсутствия корреляции каппаметрических кривых как между разными разрезами ЛФ Русской равнины, так и этих кривых с ИК данными является недавняя работа [Вирина и др., 2000]. В отличие от своих прежних публикаций [Вирина и др. 1998; Болиховская и др., 1999] авторы [Вирина и др., 2000, с. 276], отмечая ряд факторов, "искажающих магнитную запись", приходят к выводу, что "...применение только лишь магнитных профилей для палеоклиматических и глобальных стратиграфических корреляций путем непосредственного их сопоставления с изотопно-кислородной кривой представляет значительные трудности".

ВЫВОДЫ

Подводя итог проведенным исследованиям, можно сделать следующие предварительные (учитывая недостаточное количество магнитных данных по разрезам ЛФ Средней Азии и Приобья) выводы:

1. Корректное использование магнитных дан ных для решения различных задач при изучении пород лессовой формации возможно только на основе выявления конкретного механизма фор мирования магнитного сигнала в этих породах.

2. Магнитные данные указывают на существо вание различных, связанных, вероятно, с регио нальными особенностями глобальных климатиче ских изменений, механизмов формирования маг нитного сигнала в породах лессовой формации Болгарии, Средней Азии и Приобья.

3. Новообразованным магнитным минералом погребенных почв Болгарии (и, вероятно, Молда вии и Китая) является либо стабилизированный маггемит, либо замещенный магнетит. Образова ние этого минерала происходит в основном после захоронения почвенного слоя.

4. Наиболее адекватное и точное, с позиций имеющихся данных магнетизма горных пород и палеомагнетизма, определение положения ин-

версии Брюнес-Матуяма в породах лессовой формации может быть связано с лессово-почвенными горизонтами, имеющими одинаковый качественный состав магнитных минералов и в погребенных почвах и в лессах.

5. Использование каппаметрии для корреляции лессово-почвенных отложений с глубоководными осадками, строго говоря, не будет обоснованным до тех пор, пока не показана конкретная палеоклиматическая значимость изменений магнитной восприимчивости в разрезах лессовой формации. В противном случае будет проводиться нелогичная процедура сравнения разнородных данных: *палеоклиматической* изотопно-кислородной кривой глубоководных осадков с каппаметрической кривой разрезов ЛФ, вид которой определяется *различными,* не только климатическими факторами.

Благодарю Г.З.Гурария за полезные замечания по тексту статьи. Работа проводится при поддержке РФФИ, проект № 01-05-64073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых типов почв европейской части СССР // Вестник МГУ. Почвоведение. 1971. №4. С. 122-124.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии М.: Изд. МГУ. 1995. 270 с.

Болиховская Н.С., Вирина Е.И. Красненков Р.В. и др. О связи магнитных свойств лессовой формации бассейна Верхнего Дона с изменениями климата в плейстоцене // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 687-690.

Большаков В.А. Изучение некоторых критериев определения доменной структуры образцов горных пород // Физика Земли. 1992. № 5. С. 128-136. *Большаков В.А.* Палеомагнитная запись геомагнитных экскурсов и вторичная намагниченность пород // Физика Земли. 1995. № 1. С. 66-70. *Большаков В.А.* Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: ГЕОС. 1996а. 192 с.

Большаков В.А. Магнитные характеристики погребенных почв и лессов (на примере изучения четвертичных разрезов Северной Болгарии) // Физика Земли. 19966. № 9. С. 43-52.

Большаков В.А. Физические и палеогеографические аспекты использования магнитной восприимчивости при изучении палеоклимата, ч. 1,2// Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН. 1997. С. 10-15.

Большаков В.А. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма-Брюнес в глубоководных осадках // Физика Земли. 1999. № 6. С. 93-96. *Большаков В.А.* Использование каппаметрии при изучении плейстоцена: физические и палеогеографические аспекты // Физика Земли. 2000. № 5. С. 76-86.

Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г. О влиянии прогревов на магнитные свойства горных пород из зон гипергенеза. Палеонапряженность: физические основы и методы исследования. Межвузовский сборник. Владивосток: Изд-во ДВГУ. 1986. С. 38-43.

Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменения коэрцитивной силы образцов горных пород из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55-63.

Большаков В.А., Свиточ А.А. Новые палеомагнитные данные по отложениям краснодубровской свиты Приобского плато // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул. 1988. Ч. 1. С. 50-51.

Большаков В.А., Свиточ А.А. Корреляция лессово-почвенных разрезов Северной Болгарии по магнитным и палеомагнитным данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. № 5. С. 104-112.

Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань.: Изд-во КГУ. 1986. 167 с.

Буров Б.В. Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань.: КГУ. 1979. 159 с.

Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55-66.

Веклич М.Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев.: Наукова Думка. 1982. 208 с.

Вирина Е.И., Евсеев А.В., Фаустов С.С. Магнитная восприимчивость некоторых почв // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 3. М.: МГУ. 1972. С. 216-221.

Вирина Е.И., Зайцева Г.М. Определение размеров зерен мелкодисперсного магнетита // Материалы 9-й конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Ч. 2. Баку. С. 72-74.

Вирина Е.И., Фаустов С.С. Магнитные свойства и природа естественной остаточной намагниченности ископаемых почв и лессов // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 4. М.: МГУ. 1973. С. 164-172.

Вирина Е.И., Фаустов С.С, *Хеллер Ф.* Магнитные свойства лессовой формации Центра Русской Равнины и их связь с процессами почвообразования // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН. 1998. С. 15-16.

Вирина Е.И., Фаустов С.С., Хеллер Ф. Магнитная "климатическая" запись в лессово-почвенной формации Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во Моск. Ун-та. 2000. С. 259-279.

Гурарий Г.З., Пеньков А .В. Инверсии магнитного поля Харамильо-Матуяма и Матуяма-Брюнес по результатам исследований в Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1985. № 2. С. 47-54.

Девяткин Е.В. Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 77-83.

Додонов А.Е., Шеклтон Н., Жоу Л.П. и др. Лессово-почвенная стратиграфия квартера Средней Азии: геохронология, корреляция и эволюция палеосреды // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 66-80.

Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука. 1965. 296 с. *Лазаренко А.Л.., Болиховская Н.С., Семенов В.В.* Опыт дробного стратиграфического расчленения лессовой формации приташкентского района // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1980. № 5. С. 55-66. *Ломов С.П., Пеньков А.В.* Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана // Почвоведение. 1979. № 6. С. 100-109. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 347с.

Пахомов М.М. Новые данные к палеогеографии лессово-почвенной серии Средней Азии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 27. С. 967-972.

Смирнов Ю.А. Трансформация окислов железа в почвах различных климатических зон // Вестник МГУ. Почвоведение. 1978. № 3. С. 12-17. *Третяк А.Н.* Естественная остаточная намагниченность и проблема стратификации осадочных толщ. Киев.: Наукова Думка. 1983. 256 с. *Фаустов С.С., Большаков В.А., Вирина Е.И., Деми-денко ЕЛ.* Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена // Итоги науки и техники. Палеогеография. Т. 3. М.: ВИНИТИ. 1986. 195 с.

Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: ЛГУ. 1978.592 с.

Aragon R. Magnetization and exchange in nonstoichiometre magnetite //Phys. Rev. 1992. V. B46. № 9. P. 5328-5333.

Banerjee S.K., Hunt C., Liu X. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: a rock-magnetic approach // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 843-846.

Beget J., Hawkins D. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in Central Alaska // Nature. 1989. V. 337. P. 151-153.

Chlachula J., Evans M., Rutter N. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaeosol record in Siberia // Geophys. J. Int. 1998. V. 132. P. 128-132. *deMenocal P.B., Ruddiman W.F., Kent D.V.* Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: a case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic Stage 19.1 // Earth Planet. Sci. Lett 1990. V. 99. P. 1-13.

Ding Z., Rutter N., Liu T. et al. Climatic correlation between Chinese loess and deep-sea cores: a structural approach // Loess, Environment and Global Change. Ed. Liu T., Science Press, Beijing, China. 1991. P. 168-186.

Eyre J., Shaw J. Magnetic enhancement of Chinese loess - the role of $7Fe_2O_3$? // Geophys. J. Inter. 1994. V. 117. P. 265-271.

Heller F., Liu T. Magnitostratigrafical dating of loess deposits in China // Nature. 1983. V. 300. P. 431^33. *Heller F., Liu T.* Magnetism of Chinese loess deposites // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1984. V. 77. P. 125-141. *Heller F., Liu T.* Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China // Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. P. 1169-1172. *Hus J., Han J.* The contribution of loess magnetism in China to the retrieval of past global changes — some problems // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. V. 70. P. 154-168. *Imbrie J., Hays J, Martinson et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $8^{18}O$ record. Milankovitch and Climate, NATO ASI Ser. C. 126. A.I. Berger et al. Eds. Reidel. Dordrecht. 1984. P. 269-305.

Kukla G., Heller F.,Liu X. et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. 1988. V. 16. P. 811-814.

Le Borgne E. Abnormal magnetic susceptibility of topsoil // Ann. Geophys. 1955. V. 11. P. 339-419.

Le Borgne E. Etude experimentale du trainage magnetique dans le cas d'un ensemble de grains magnetiques tres fins disperses dans une substance non magnetique // Ann. Geophys. 1960. V. 16. P. 445-494.

LiuX., ShawJ., Liu T. etal. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance // Geophys. J.Inter. 1992. V. 108. P. 301-308.

Maker B A., Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols //Geology. 1991. V. 19. P. 3-6.

Moscowitz B.M., Frankel R.B., Bazylinski DA. A comparison of magnetite particles produced anaerobically by magnetotactic and dissimilatory iron-reducing bacteria // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16. P. 665-668.

Moscowitz B.M., Frankel R.B., Bazylinski DA., et. al. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite // Earth and Planet. Sci. Letters/ 1993. V. 120. P. 283-300.

Mullins C.E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science - a review // J. Soil Sci. 1977. V. 28 P. 223-246.

Mullins C.E., Tite M.S. Magnetic viscosity, quadrature susceptibility, and frequency dependence of susceptibility in single-djmain assemblies of magnetite and maghemite// J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 804-809.

Nagata T. Low temperature characteristic of rock magnetism // J. Geomagn. Geoel. 1965. V. 17. № 3. P. 315-324.

Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: Comments and Reply //Geology. 1994. V. 22. P. 857-860.

Ozdemir O., Banerjee S.K. High temperature stability of maghemite//Geophys. Res. Lett. 1984. V. 11. P. 161-164.

Ozdemir O.,Dunlop D.,MoscovitzB. The effect of oxidation on the Vervey transition in magnetite // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 1671-1674.

Pecsi M. Negyedkor es loszkutatas. Budapest.: Acad.Kiado. 1993. 375 p.

Tite M.S., Linington R.E. Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils // Nature. 1975. V. 256. P. 565-566.

Verosub K.L., Fine P., Singer M., TenPasJ. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences // Geology. 1993. V. 21. P. 1011-1014.

Watkins N. Shot period Geomagnetic polarity events in deep-sea sedimentory cores // Earth Planet. Sci. Lett. 1968. V. 4. P. 341-349.

Zhou L.P., OldfieldF., Wintle A. et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chenese loess // Nature. 1990. V. 346. P. 737-739.