

УДК 550.383

ТОНКАЯ СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ЗАПИСАННОГО В ПОРОДАХ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОГО РАЗРЕЗА РОКСОЛАНЫ (УКРАИНА) 75-10 ТЫС. ЛЕТ ТОМУ НАЗАД

© 2005 г. О. В. Пилипенко¹, З. В. Шаронова¹, В. М. Трубихин², А. Н. Диденко¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 23.12.2002 г.

Изучена тонкая структура геомагнитного поля, записанного в лессовых горизонтах разреза Роксоланы во временных интервалах 75-42 и 25-10 тыс. лет. Получен дискретный спектр вариаций (~1, 1.6, 2.4, 4.5, 8 тыс. лет), удовлетворительно совпадающий с основным спектром вариаций по археомагнитным данным. Наличие общих квазипериодов в различные интервалы времени позволяет говорить о характерных временах изменения геомагнитного поля, а эпизодическое проявление тех или иных периодов об не устойчивости процесса генерации во времени.

Ключевые слова: лессово-почвенный разрез, относительная палеонапряженность, склонение, наклонение, тонкая структура и эволюция геомагнитного поля, спектрально-временной анализ.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение палеонапряженности геомагнитного поля и его вековых вариаций дает представление о поведении геомагнитного поля во времени и может привести к лучшему пониманию работы геодинамо. В течение последних двух десятилетий выполнены многочисленные работы по изучению относительной палеонапряженности на морских и озерных осадках [Maunadier et al., 1992; Valet, Maunadier, 1993; Roberts et al., 1997; Guydo, Valet, 1999 и т.д.]. Значительно меньше исследований выполнено на континентальных осадках вследствие их более сложных условий осадконакопления. Среди континентальных серий большой интерес представляют непрерывные лессово-почвенные разрезы, особенно Китая и Средней Азии [Heller, Evans, 1995; Sun et al., 1993; Zhu et al., 2000; Pan et al., 2001].

Настоящая работа посвящена изучению тонкой структуры и эволюции геомагнитного поля, а именно его спектральных характеристик на породах лессово-почвенного разреза Роксоланы. При оценке относительной палеонапряженности для исключения влияния концентрации магнитных минералов на величину намагниченности в работе использован метод нормировки естественной остаточной намагниченности J_n на параметры, также зависящие от концентрации - остаточную намагниченность насыщения J_{rs} и магнитную восприимчивость K . Для изучения морфологии и динамики геомагнитного поля применен СВАН-анализ. Предварительные палеомагнитные и петромагнитные результаты исследований пород

разреза Роксоланы представлены в работе [Шаронова и др., 2004].

Существует определенная трудность в датировании границ лессово-почвенных комплексов. Некоторые авторы считают, что почвообразование может происходить по вновь накапливающимся лессам. В работе [Шанцер, 1982] отмечено, что "верхние горизонты почв, ...оказываются непомерно мощными. Это связано с тем, что ... образующийся осадок успевал перерабатываться почвообразованием, как бы наращивая почвенный профиль кверху". Другие авторы считают, что почва является перерывом в осадконакоплении и скорость накопления лессов во время процесса почвообразования может уменьшаться в 2-3 раза или даже на порядок [Морозова, 1981]. При расчете периодов вариаций геомагнитного поля в работе будут рассмотрены два крайних варианта образования почвенного профиля: первый - в теплый период одновременно идет накопление лесса с прежней скоростью и переработка его почвенными процессами, второй - почвообразование происходит по уже накопившимся в холодный период лессам.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ. ОТБОР И ДАТИРОВКИ

Лессово-почвенный разрез Роксоланы, соответствующий VIII террасе Днестра, расположен на восточном берегу Днестровского лимана (45.8° N, 30.4° E). Общая мощность отложений 50-55 м и охватывает временной интервал от верхов эоплейстоцена до голоцена. Представленные в настоя-

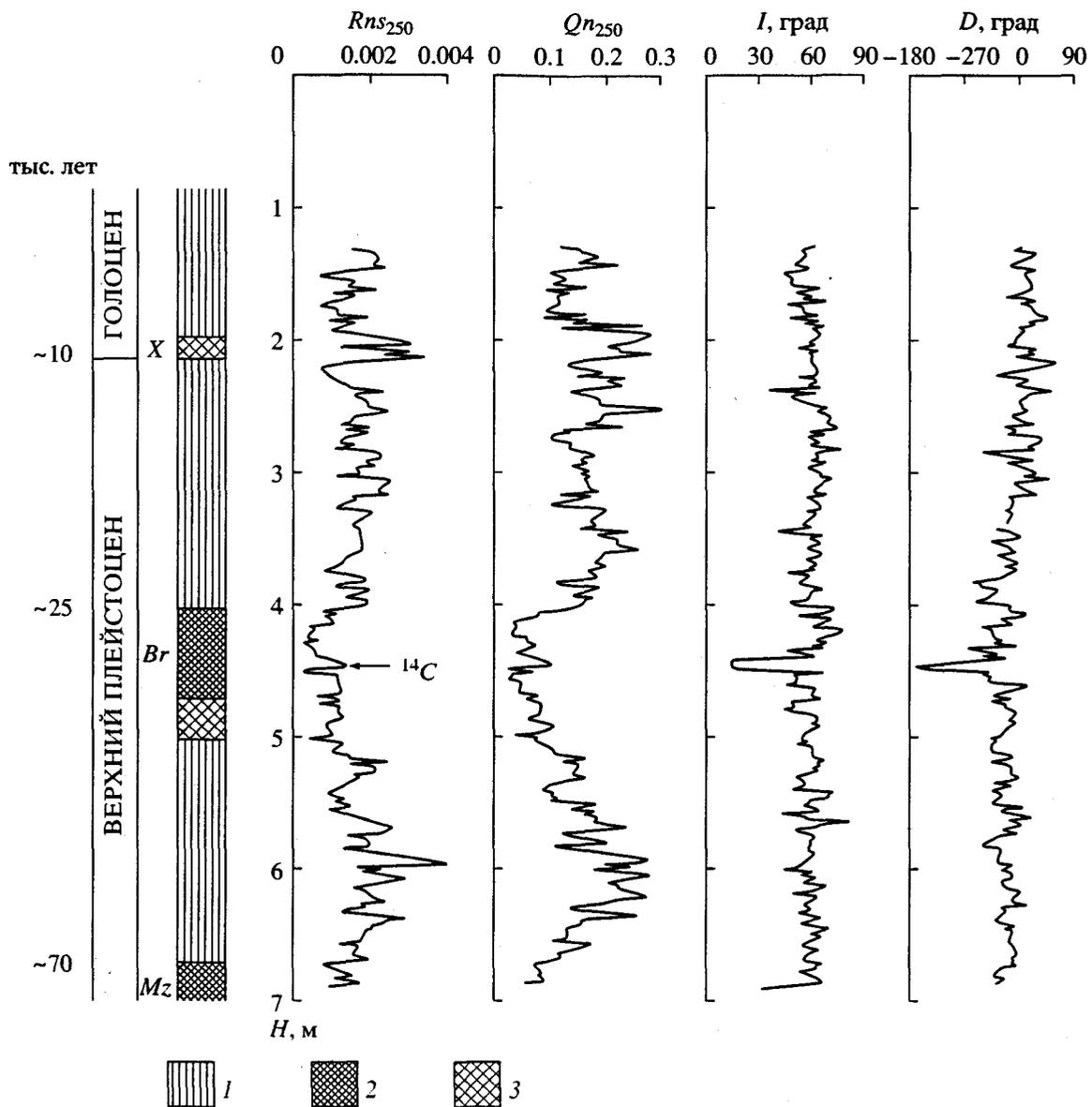


Рис. 1. Стратиграфия и кривые зависимости Rns_{250} , отношения Кенигсбергера Qn_{250} , наклонения I и склонения D от глубины, после температурной чистки:

1 – лесс, 2 – почва, 3 – горизонт карбонатных конкреций, Mz – Мезинская почва, Br – Брянская почва, X – почва, соответствующая голоценовому климатическому оптимуму.

шей работе результаты относятся к верхней части разреза мощностью 7 м, охватывающей временной интервал 75–10 тыс. лет (рис. 1). Изученная часть разреза начинается снизу вверх от верхней границы Мезинской почвы. Покрывающие ее лессы мощностью около двух метров соответствуют ранней стадии Валдайского оледенения, возраст их нижней границы оценивается как ~70 тыс. лет. Выше ранневалдайских лессов располагается Брянская почва мощностью 1 м, включающая в себя два подкомплекса [Tsatskin et al., 1998]. В Брянской почве на глубине ~4.5 м от кровли разреза имеется радиоуглеродная дати-

ровка 26760 ± 240 лет [Dodonov et al., 2001]. Возраст подошвы лессов, перекрывающих Брянскую почву, отвечает началу позднего Валдая и равен ~25 тыс. лет.

Расположенный на 2 м выше кровли Брянской почвы горизонт карбонатных конкреций является остатком размытой палеопочвы, отвечающей, вероятно, голоценовому климатическому оптимуму. Если это справедливо, то лессы, расположенные ниже горизонта карбонатных конкреций, предголоценовые, то есть уровень горизонта карбонатных конкреций имеет возраст около 10 тыс. лет.

Магнитные параметры образцов лессов и почв

№ образца	J_s , А/м	J_{rs}/J_s	H_{cr} , мТл
17, лесс	32	0.039	35
12, лесс	30.6	0.035	38
39, лесс	39.6	0.036	31
22, почва	64.8	0.048	17
23, почва	53.1	0.042	17
24, почва	53.2	0.042	18
25, почва	45	0.042	22

Ориентированные по магнитному меридиану образцы были отобраны непрерывным отбором с 214 уровней.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Информация об относительной палеонапряженности, которую несут породы лессово-почвенных комплексов, основана на двух допущениях: естественная остаточная намагниченность J_n лессов является, во-первых, функцией выравнивания геомагнитным полем магнитных частиц, во-вторых, функцией концентрации магнитных минералов при однородном составе и структуре [Heller, Evans, 1995].

Необходимым условием возможной оценки относительной палеонапряженности является единая природа J_n . Принято считать, что в лессах присутствуют частицы, несущие детритную намагниченность. В образующихся по лессам почвах наряду с такими частицами имеют место и более мелкие частицы, размер которых близок к суперпарамагнитному [Heller, Evans, 1995]. Возникновение последних может быть связано с процессами почвообразования. Эти частицы, по нашему мнению, вносят лишь вклад в образование вязкой компоненты намагниченности, нестабильной к внешним воздействиям.

Следующим условием применимости метода нормировки для оценки относительной палеонапряженности является преобладание в породах однородного по составу ферромагнетика, например, магнетита или близкого ему по составу минерала [King et al., 1983]. Термомагнитный анализ образцов лессов и почв разреза Роксоланы показал, что единственным магнитным минералом как в лессах, так и в почвах является магнетит с температурой Кюри $T_c \sim 580^\circ\text{C}$ [Шаронова и др., 2004].

Третьим условием допустимости нормировки J_n является изменение концентрации магнитных зерен в породах разреза не более чем в 10–20 раз. Этот фактор предложен в работах [King et al., 1983; Таухе, 1993] как верхний предел изменения

концентрации для возможной оценки относительной палеонапряженности по осадкам. Концентрация магнетита может быть оценена по величинам намагниченности насыщения J_s , остаточной намагниченности насыщения J_{rs} и магнитной восприимчивости K . Средние величины K_{cp} по разрезу изменяются в четыре раза, а $J_{rs_{cp}}$ в три раза, что существенно ниже фактора 20.

И, наконец, последним условием Кинга является наличие магнитных зерен, размер которых лежит выше области суперпарамагнитных зерен, но ниже многодоменных. Оценка размера зерен может быть осуществлена по величине отношения J_{rs}/J_s . Зерна считаются псевдооднодоменными, если отношение J_{rs}/J_s лежит в диапазоне $0.04 \leq J_{rs}/J_s \leq 0.25$ [King et al., 1983]. В таблице приведены значения J_{rs}/J_s на различных образцах лессов и почв, которые близки к величинам, соответствующим псевдооднодоменным зернам. Судя по величинам H_{cr} , магнитные зерна в почвах более магнитомягкие, что совпадает с результатами, приведенными в работе [Heller, Evans, 1995].

Кроме того, магнитные исследования, выполненные в работе [Шаронова и др., 2004] показали, что величина естественной остаточной намагниченности $J_{n_{cp}}$ почв превышает $J_{n_{cp}}$ лессов примерно в 7 раз, а магнитная восприимчивость K_{cp} почв – в четыре раза. Эти различия между средними величинами $J_{n_{cp}}$ и K_{cp} лессов и почв обусловлены наличием в Брянской почве большего количества мелких магнитных зерен, размер которых лежит выше области суперпарамагнетизма.

Для выделения характеристической намагниченности, принимаемой за первичную, выполнено детальное ступенчатое терморазмагничивание в экранированной печи от комнатной температуры до 550°C с шагом 50°C восьми образцов лессов и семи образцов почв с разных уровней разреза (по два образца с уровня). Компонентный анализ J_n лессов и почв показал, что она состоит из двух компонент: 1) вязкой, которая удаляется при нагреве до 150°C , и 2) характеристической, принимаемой за первичную (направление компоненты намагниченности J_n , идущее в ноль на диаграмме Зийдервельда). Выделение последней происходит в интервале температур $150\text{--}550^\circ\text{C}$ [Шаронова и др., 2004]. Выше температуры 250°C из-за возможной неполной компенсации поля при нагреве и резкого уменьшения величины J_n на диаграммах Зийдервельда наблюдается некоторый разброс точек. Для выделения характеристической намагниченности два образца с каждого из 214 уровней разреза нагревались до температур 200, 250, 300 и 350°C . Средние по уровню значения склонения и наклонения после температурной чистки представлены на рис. 1. Среднее направление естественной остаточной намагниченности по всему разрезу ($D_{cp} = 350^\circ$ и $I_{cp} = 60^\circ$) близко к

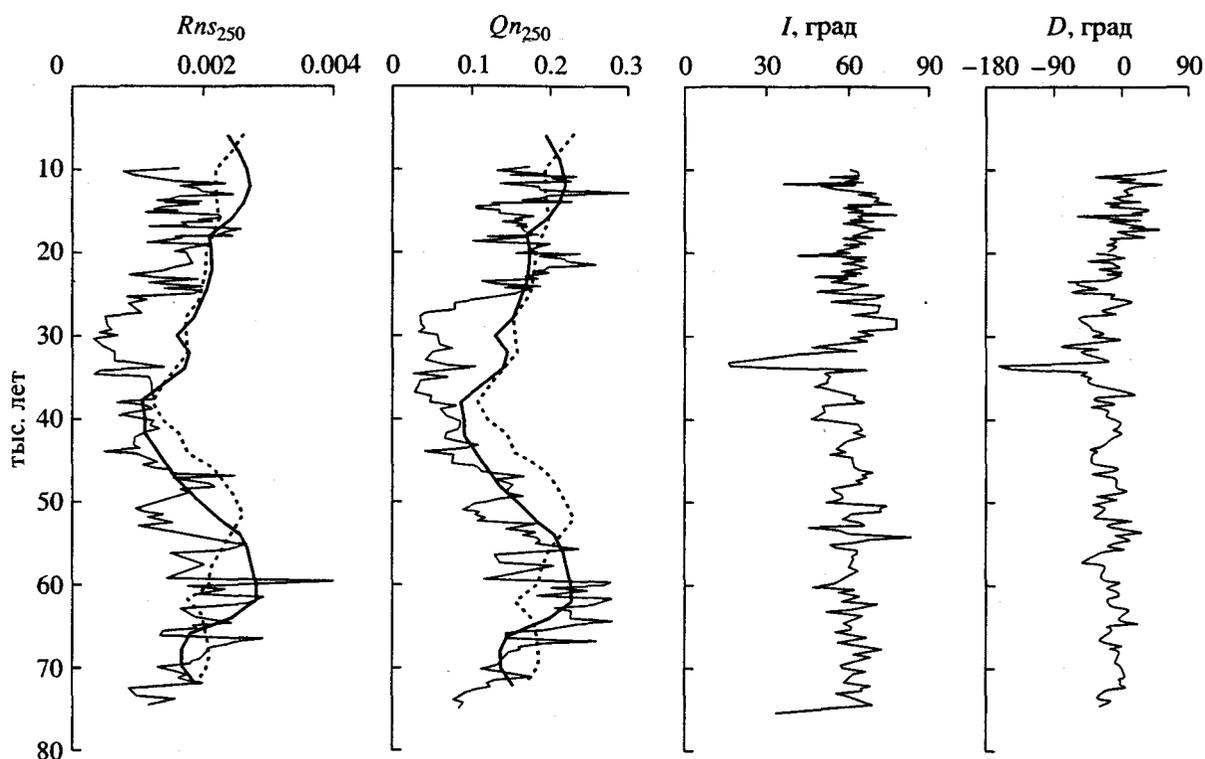


Рис. 2. Кривые зависимости Rns_{250} и Qn_{250} от возраста в сравнении с мировыми данными *Sint-800* (сплошная кривая) и *VADM-21* (пунктирная кривая), значения наклонения I и склонения D от возраста после температурной чистки.

направлению современного геомагнитного поля в месте отбора образцов ($D_{совр} = 3^\circ$, $I_{совр} = 63^\circ$).

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ~75–10 ТЫС. ЛЕТ НАЗАД

Величина Jn зависит от двух факторов: от интенсивности геомагнитного поля и концентрации магнитных минералов. Поэтому величина Jn , свободная от вторичных компонент, обычно нормируется на один из лабораторных параметров: остаточную намагниченность насыщения Jrs , магнитную восприимчивость K или идеальную остаточную намагниченность Jri . Jrs является лучшим параметром для этой цели, так как не зависит от размера зерен.

Для оценки величины относительной палеонапряженности, записанной в породах разреза Роксоланы, в работе использованы отношения $Rns_{250} = Jn_{250}/Jrs_{250}$ и $Qn_{250} = Jn_{250}/K_{250}H$ (отношение Кенигсбергера), где величины Jn_{250} и Jrs_{250} образцов, несущих Jn , получены в результате нагрева до температуры 250°C , $H = 0.05$ мТл – напряженность современного магнитного поля Земли. Температура 250°C выбрана по нескольким причинам. При нагреве до этой температуры снимается вязкая и выделяется первичная компонента намагниченности, а также не происходит изменение состава магнитных минералов в породах, о

чем свидетельствует неизменность величины магнитной восприимчивости K . Величина Jn резко уменьшается после нагрева до 250°C , но еще может быть измерена с достаточной степенью точности [Шаронова и др., 2004].

На рис. 1 представлены кривые Rns_{250} и Qn_{250} , отражающие изменения относительной палеонапряженности во время накопления изученной части разреза. Обе кривые коррелируют между собой и имеют коэффициент корреляции $r = 0.8$ для $N = 214$ участвующих в сравнении пар точек (коэффициент корреляции считается высокозначимым, если вероятность встретить такой коэффициент корреляции у двух некоррелируемых случайных наборов данных меньше 1% [Тейлор, 1985]). На рис. 2 представлены те же кривые в зависимости от возраста. Привязка к возрасту выполнена путем сопоставления кровли Мезинской почвы с возрастом 70 тыс. лет, кровли Брянской почвы – с 25 тыс. лет и подошвы горизонта карбонатных конкреций с 10 тыс. лет. Данная временная привязка находится в хорошем соответствии с радиоуглеродной датой 26760 ± 240 лет на глубине ~4.5 м от кровли разреза [Dodonov et al., 2001].

Всегда при получении кривых, описывающих изменение палеонапряженности, возникает вопрос, насколько они действительно отражают изменение геомагнитного поля во времени. С этой целью было проведено сравнение кривых Rns_{250} и

Qn_{250} с мировыми суммарными кривыми изменения относительной палеонапряженности в исследуемый временной интервал.

Сводные мировые кривые изменения виртуального аксиального дипольного момента (*VADM*), полученные по непрерывным, продолжительным палеомагнитным записям донных отложений из различных районов земного шара дают представление об относительном изменении напряженности геомагнитного поля в плейстоцене. Они единообразны по исходному материалу и методике его обработки, осреднение приводит к минимизации случайных ошибок. В данной работе проведено сравнение кривых Rns_{250} и Qn_{250} с суммарными мировыми кривыми относительной палеонапряженности *Sint-800* [Guyodo, Valet, 1999] и *VADM-21* [Петрова и др., 1999], (рис. 2). Кривые Rns_{250} и Qn_{250} находятся в лучшем согласии с *Sint-800*, нежели с *VADM-21*. На полученных кривых относительной палеонапряженности выделяется характерное понижение 45–28 тыс. лет тому назад и предшествующее ему повышение 65–45 тыс. лет. Некоторое расхождение с кривой *Sint-800* можно объяснить как региональными особенностями поля, так и, возможно, некоторой неточностью датировок. Коэффициенты корреляции между временными рядами Rns_{250} и Qn_{250} , сглаженными во временном интервале 7 тыс. лет, и мировыми данными равны: $Rns_{250} - Sint-800$ $r = 0.75$, $Rns_{250} - VADM-21$ $r = 0.56$, $Qn_{250} - Sint-800$ $r = 0.75$, $Qn_{250} - VADM-21$ $r = 0.64$, для участвующих в сравнении $N = 63$ пар точек. Высокозначимая корреляция с мировыми данными позволяет считать, что записанные в разрезе вариации действительно отражают изменения геомагнитного поля.

МОРФОЛОГИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Для исследования морфологии и динамики изменения геомагнитного поля во времени был применен спектрально-временной анализ (СВАН), входящий в пакет программ *VRN*, разработанной лабораторией “Природных ритмических процессов” ИФЗ РАН. СВАН представляет собой Фурье-анализ в скользящем временном окне, длина которого обычно составляет 33% от продолжительности временного ряда. В СВАН-анализе для выявления периодических составляющих были использованы методы вычисления энергетического спектра по Блекману и Тьюки [Blackman, Tukey, 1959]. На выходе получают СВАН-диаграммы, которые дают возможность проследить изменение периодов вариаций непрерывно во времени [Гамбурцев, Александров, 1994]. На горизонтальной оси СВАН-диаграммы откладывается возраст, на вертикальной – частота процесса, обратная величина по отношению к периоду. Более сильная зачерненность на диаграммах соответствует большей амплитуде колебания. Когда

временной ряд образован набором гармоник с сильно отличающимися периодами, то исследуют диаграммы с разной степенью детализации. Об устойчивости периодов во времени можно судить по продолжительности зачерненных полос.

При оценке характерных времен изменения геомагнитного поля были рассмотрены два крайних варианта образования Брянской почвы. В первом варианте процесс накопления детритного материала в Брянской почве не прекращался и продолжался с той же скоростью, что и в подстилающем ее лессе. Рост Брянской почвы проходил по вновь накапливающемуся лессу и не затрагивал нижележащий лесс. В этом случае за временные даты брался возраст нижних границ лессов: возраст подошвы лесса, покрывающего Мезинскую почву и соответствующего ранней стадии Валдайского оледенения, оценивался как ~70 тыс. лет. Возраст нижней границы лессов, покрывающих Брянскую почву и отвечающих позднему Валдайскому оледенению, ~25 тыс. лет. Подошва горизонта карбонатных конкреций, как граница между плейстоценом и голоценом, оценивалась в 10 тыс. лет. Условно считали, что скорость осадконакопления между принятыми датами приблизительно равномерная. Тогда временная привязка проводилась на основе вышеупомянутых дат путем линейной интерполяции данных и временной интервал, на который приходилась Брянская почва, оценивался как 42–25 тыс. лет.

Согласно второму варианту во время формирования Брянской почвы, процесс накопления лесса прекращался полностью, и образование почвы шло по нижележащему подстилающему лессу вниз. В работе [Морозова, 1981] начало потепления и образования Брянской почвы оценивается в ~30 тыс. лет. За начало последующего похолодания, соответствующего позднему Валдайскому оледенению, бралась дата 25 тыс. лет. Таким образом, в течение 5 тыс. лет с 30 до 25 тыс. лет имел место перерыв в осадконакоплении лессового материала. В обоих вариантах оценка характерных времен – квазипериодов изменения геомагнитного поля велась только на временных интервалах, на которые приходились лессовые горизонты. Интервал, затронутый процессами почвообразования в силу возможного существования отличной от детритной (химической) намагниченности, возраст образования которой не совпадает с возрастом образования и литификации осадка, изымался из рассмотрения. Исходя из вышеупомянутых значений коэффициентов корреляции между Rns_{250} , Qn_{250} и *Sint-800*, можно считать, что влияние химической намагниченности в суммарную величину Jn после нагрева до 250°C не сказывается на интегральных характеристиках при оценке общей величины относительной палеонапряженности, но может внести существенные погрешности в характерные

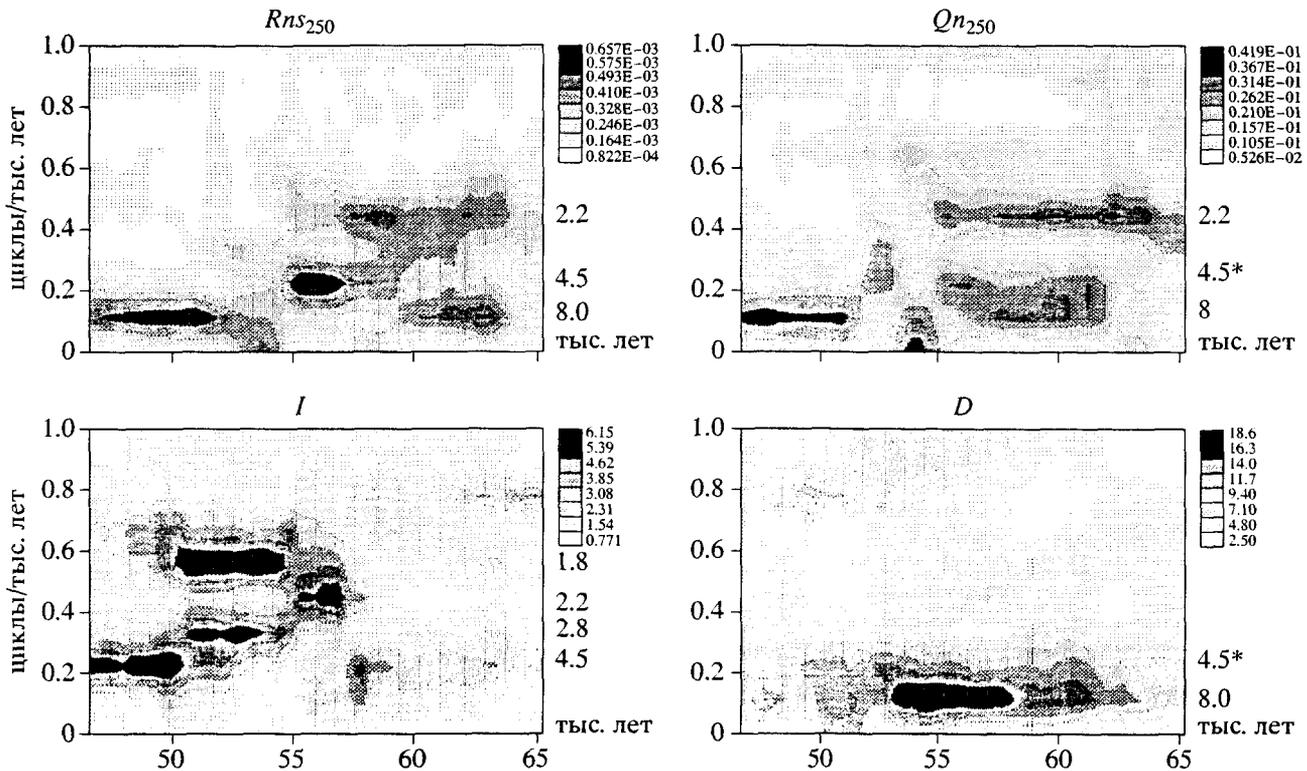


Рис. 3. СВАН-диаграммы, рассчитанные для палеомагнитных рядов Rns_{250} , Qn_{250} , I и D , полученных на лессах, накопившихся в течение 70–42 тыс. лет. Числа на диаграммах с правой стороны указывают величины квазипериодов в тысячах лет, знаком * обозначены слабо выраженные квазипериоды.

времена изменения геомагнитного поля. В первом варианте вариации геомагнитного поля в нижнем лессе оценивались на временном интервале 70–42 тыс. лет, во втором варианте 70–44 тыс. лет. Как видим, временные границы отличались незначительно, что не сказалось на разнице в квазипериодах. Ниже будут представлены результаты для первого варианта образования почвы по вновь накапливающемуся лессу.

На рис. 3 представлены СВАН-диаграммы отдельно для Rns_{250} , Qn_{250} , наклона I и склонения D для временного интервала (65–46 тыс. лет), на который приходится подстилающий Брянскую почву лесс. Самый большой квазипериод, который позволяет выделить продолжительность рядов разреза Роксаланы на пределе точности – это ~8 тыс. лет. На кривых Rns_{250} и Qn_{250} , отражающих поведение палеонапряженности, он выделяется эпизодически и о его наличии следует говорить осторожно. На кривой склонения D этот период устойчиво присутствует во всем исследуемом временном интервале. Период, равный ~8–9 тыс. лет, называется основным циклом геодинамики.

Следующий по продолжительности квазипериод 4.5 тыс. лет выделяется на СВАН-диаграммах Rns_{250} и Qn_{250} во временном интервале от ~62 до 54 тыс. лет, на диаграммах наклона I – от 65–57 тыс. лет и от 52.5 до 48 тыс. лет и можно пред-

положить его наличие на диаграммах склонения. Квазипериод ~2.2 тыс. лет присутствует на диаграммах палеонапряженности от 65 до 55 тыс. лет и наклона 58–55 тыс. лет, а затем эволюционирует в ~1.8 от 55 до 48 тыс. лет. К тому же эпизодически возникает квазипериод ~2.8 тыс. лет на временном интервале 55–49 тыс. лет.

Временной интервал, на который приходился лессовый горизонт, соответствующий позднему Валдайскому оледенению, оценивался в 25–10 тыс. лет. Лессы, соответствующие голоцену, как и горизонт карбонатных конкреций – низ размытой палеопочвы, были исключены из рассмотрения при исследовании вариаций геомагнитного поля. На рис. 4 представлены диаграммы палеонапряженности и угловых элементов поля. На диаграммах для палеонапряженности самый продолжительный квазипериод 4.5 тыс. лет единожды имеет место на кривых для Rns_{250} в интервале от 17 до 12.5 тыс. лет, а на кривых Qn_{250} от ~16 до 12.5 тыс. лет и от 23 до ~18.5 тыс. лет. Его присутствие проявляется на СВАН-диаграммах угловых элементов поля от 22.6 до 18 тыс. лет. Помимо этого характерного времени изменения геомагнитного поля, на диаграммах угловых элементов поля также имеет место квазипериод 2.4 тыс. лет: для I от 22.6 до 19 тыс. лет и от 14.8 до 12.4 тыс. лет и для D от 17.2 до 14.6 тыс. лет и далее до 12.4 тыс. лет он

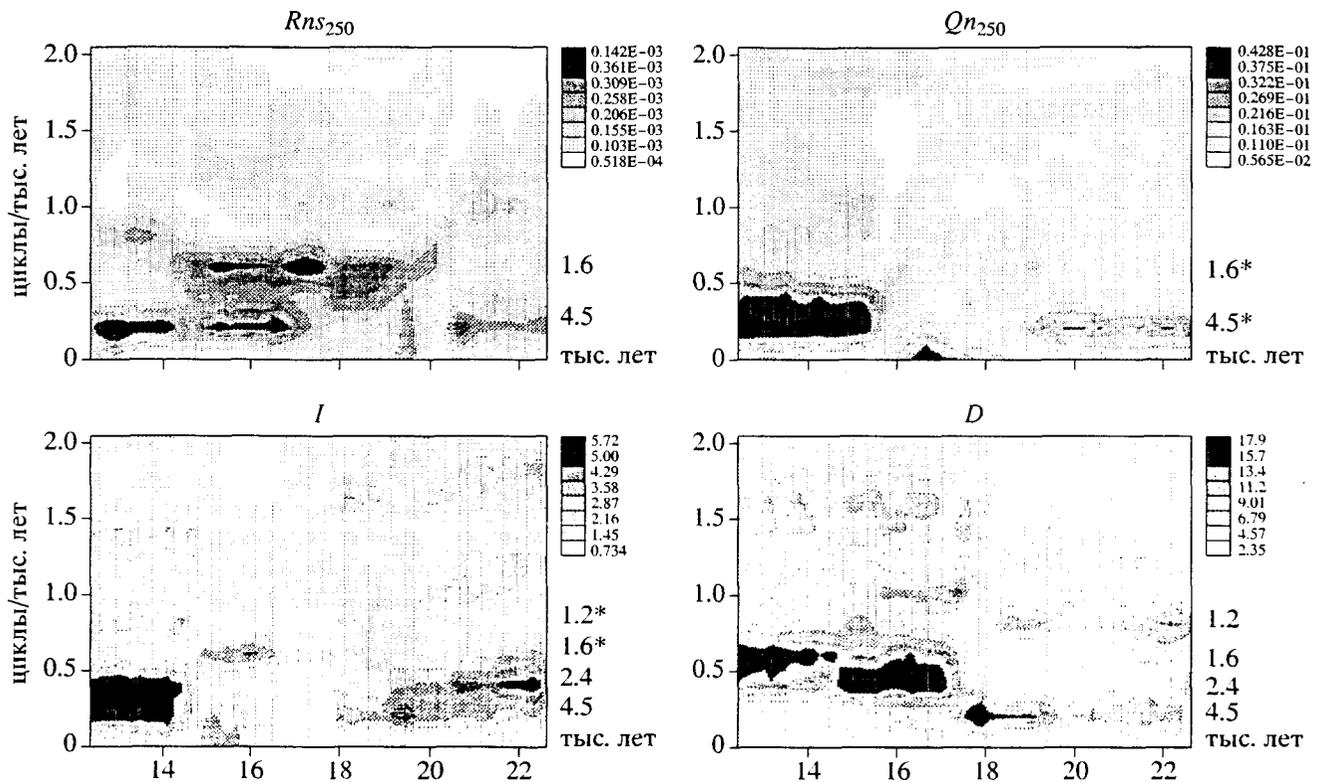


Рис. 4. СВАН-диаграммы, рассчитанные для палеомагнитных рядов Rns_{250} , Qn_{250} , I и D , полученных на лессах, накопившихся в течение 25–10 тыс. лет. Числа на спектрах и диаграммах с правой стороны указывают величины квазипериодов в тысячах лет. знаком * обозначены слабо выраженные квазипериоды.

превращается в 1.6. Квазипериод 1.6 тыс. лет имеет место на кривых Rns_{250} от ~20 до 14 тыс. лет. На кривых Qn_{250} за счет более низкой амплитуды вариаций, чем у квазипериода 4.5 тыс. лет, квазипериод 1.6 тыс. лет выражен не так ярко. На диаграммах для наклона квазипериод 1.6 тыс. лет имеет место от 19 до 14.8 тыс. лет, и далее до 12.4 тыс. лет он превращается в 1.2 тысячелетний. Проявление квазипериода 1.2 тыс. лет на СВАН-диаграммах склонения более устойчиво во времени и имеет место от 22.6 до 18 тыс. лет, а далее он переходит в квазипериод порядка 1 тыс. лет. В работе [Пилипенко и др., 2004] было предложено рассматривать такие квазипериоды как характерное время изменения геомагнитного поля порядка 1 тыс. лет.

На временных интервалах, на которых работают специалисты в области археомagnetизма, установлен основной спектр вековых вариаций (SV), который включает в себя дискретный набор следующих периодов: -450, 600, 900, 1200, 1800, 2400, 3600, 4500, 5600, 8000 лет [Бурлацкая, 1987; Начасова, Бураков, 2000]. Как видно, все выделенные методами СВАН-анализа квазипериоды, с учетом точности палеомагнитных данных, присутствуют в основном спектре вариаций. Таким образом, в разрезе Роксоланы в двух временных интервалах 70–42 и 25–10 тыс. лет нами получен

дискретный спектр вариаций, все квазипериоды которого присутствуют в основном спектре. Эпизодичность многих периодов не позволяет говорить об устойчивости спектра вариаций во времени. Тем не менее, выделенные нами времена ~1.6, 2.4, 4.5, 8 тыс. лет можно рассматривать как характерные времена изменения геомагнитного поля за последние 75 тыс. лет.

ВЫВОДЫ

1. Петромагнитные исследования пород разреза Роксоланы показали принципиальную возможность использования их для изучения морфологии и динамики геомагнитного поля.

2. Кривые изменения Rns_{250} и Qn_{250} , полученные на породах разреза Роксоланы во временном интервале 75–10 тыс. лет, совпадают со сводными мировыми кривыми палеонапряженности.

3. Получен дискретный спектр вариаций (~1, 1.6, 2.4, 4.5, 8 тыс. лет) и изучена эволюция геомагнитного поля во временных интервалах 70–42 тыс. лет и 25–10 тыс. лет, на которые приходится два мощных лессовых горизонта раннего и позднего Валдайского оледенения. Полученные квазипериоды совпадают с периодами основного археомagnetного спектра вариаций. Наличие общих квазипе-

риодов в различные интервалы времени позволяет говорить о характерных временах изменения геомагнитного поля, а эпизодическое проявление тех или иных периодов об не устойчивости процесса генерации во времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 03-05-65063, гранта INTAS № 31008, РФФИ 02-05-39018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурлацкая С.П.* Археомagnetизм: Изучение древнего геомагнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. 246 с.
- Гамбурцев А.Г., Александров С.И., Беляков А.С.* Атлас временных вариаций природных процессов. Порядок и хаос в литосфере и других сферах. М.: ОИФЗ РАН. 1994. Т. 1. 176 с.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука. 1981. 282 с.
- Начасова И.Е., Бураков К.С.* Изменение амплитуд вариаций напряженности геомагнитного поля во времени // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. № 2. С. 84-89.
- Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов О.М., Трубихин В.М.* Изменение магнитного момента Земли и климата в плейстоцене // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 493-502.
- Пилипенко О.В., Захаров В.Г., Шаронова З.В.* Структура вариаций геомагнитного поля, записанного в голоценовых озерных отложениях Европы // Физика Земли. 2004. № 4. С. 306-314.
- Тейлор Дж.* Введение в теорию ошибок. М.: Мир. 1985. 272 с.
- Шанцер Е.В.* Генетические типы четвертичных отложений. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М. 1982. С. 61-94.
- Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н., Фейн А.Г.* Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лессово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // Физика Земли. 2004. № 1. С. 4-13.
- Blackman R.B., Tukey J.W.* The measurement of power spectra. New York. Dover Publ., Inc. 1959. 250 p.
- Dodonov A.E., Markova A.X., Simakova A.J.V., Tchepalyga A.L., Trubikhin V.M.* Middle-upper Pleistocene climatic and bio-magnetic records of the northern black sea coastal area. The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West European correlation. Kyiv. Ukraine. September 9-14. 2001. Abstracts. P. 21.
- Guyodo Y., Valet J.-P.* Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // Nature. 1999. V. 399. P. 249-252.
- Heller F., Evans M.* Loess magnetism // Rev. of Geoph. 1995. V. 33. P. 211-240.
- King J.W., Banerjee S. K., Marvin J.* A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years // Journal of Geoph. Research. 1983. V. 88. № 87. P. 5911-5921.
- Meynadier L., Valet J.-P., Weeks R., Shackleton N.J., Haggel V.L.* Relative geomagnetic intensity of the field during the 140 ka // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 114. P. 39-57.
- Pan Y., Zhu R., Shaw J., Liu Q., Guo Bin.* Can relative paleointensity be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China // Journal of Geoph. Research. 2001. V. 106. P. 19,221-19,232.
- Roberts A.P., Lehman B., Weeks R.J., Verosub K.L., Laj C.* Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 200000 years from OOP sites 883 and 884, North Pacific Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 152. P. 11-23.
- Sun D. H., Shaw Z.S. et al.* Matuyama/Brunhes (M/B) transition recorded in Chinese loess // J. Geomagn. Geoelectr. 1993. V. 45. P. 319-330.
- Tsatskin A., Heller F. et al.* Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 143. P. 111-133.
- Tauxe L.* Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 319-354.
- Valet J.P., Meynadier L.* Geomagnetic field intensity and reversal during the past four million years // Nature. 1993. V. 366. P. 234-238.
- Zhu R.J., Guo B. et al.* Study on the reliability of geomagnetic secular variations recorded in a loess section at Lingtai, north-central China // Sci. China. 2000. V. 43(1). P. 1-9.