

УДА: 550383з

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ 53-22 ТЫС. ЛЕТ ТОМУ НАЗАД

© 1999 г. Г. А. Поспелова, З. В. Шаронова

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

Поступила в редакцию 27.05.98 г.

Выполнена оценка напряженности геомагнитного поля в интервале 53.3-22 тыс. лет т. н. по $I_{\text{н}}$ и $Q_{\text{н}}$ образцов с 300 уровней лессового разреза Приташкентского района, вскрытого скважиной-дудкой. Максимальная напряженность поля, равная $1.3 H_{\text{совр}}$, наблюдалась 52-50 тыс. лет т. н., с 49 по 22 тыс. лет палеонапряженность была ниже $H_{\text{совр}}$, что в целом согласуется с мировыми данными. Во время и вблизи геомагнитных экскурсов Каргаполово и Моно, записанных в разрезе, напряженность поля составляла $0.3 H_{\text{совр}}$. Длительность пониженной напряженности поля до экскурсов была в три раза короче, чем после завершения экскурсов. Спектральным анализом наиболее уверенно выделены периоды вариаций палеонапряженности 1200, 3600, 4300 и 8800 лет. Периоды вариаций палеонапряженности в интервалы с экскурсами и без экскурсов близки, что указывает на отсутствие влияния появления экскурсов на основной процесс генерации геомагнитного динамо.

ВВЕДЕНИЕ

Напряженность геомагнитного поля существенно менялась на протяжении жизни Земли. По результатам палеомагнитных исследований фанерозойских пород установлен ряд различных уровней палеонапряженности поля [Солодовников, 1995]. Знание величины палеонапряженности геомагнитного поля и спектра его вариаций весьма важно для выяснения процессов, происходящих в жидком ядре Земли, и их эволюции.

Напряженность геомагнитного поля за последние 50 тыс. лет изучена различными методами: археомагнитным [Бурлацкая, 1987 и др.], палеомагнитными исследованиями изверженных и осадочных пород [Петрова и др., 1992; Meynadier et al., 1992; Coe et al., 1978; Mejia et al., 1996 и многие другие] и независимыми методами по ^{14}C [Векслер, 1988] и по ^{10}Be [Петрова и др., 1992; Дергачев, 1997]. Несмотря на большое число данных по палеонапряженности в интервале 55 тыс. лет - современность, четкая и надежная картина поведения геомагнитного поля пока полностью не установлена. Палеомагнитные исследования изверженных пород, возраст которых, как правило, хорошо привязан к временной шкале методами изотопной хронометрии, дают точечные данные. Палеомагнитные исследования осадочных пород позволяют получить по палеонапряженности практически непрерывный ряд данных. Однако наличие скрытых перерывов осадкообразования в разрезах, непостоянство скорости осадконакопления, а в донных осадках несоответствие времени формирования отложений и записи геомагнитного поля смещают отдельные части ряда палеонапряженности во времени, тем более, что

временная привязка разрезов осадочных пород не всегда надежно подтверждена радиометрически. В связи с этим представляет интерес оценить палеонапряженность геомагнитного поля на разрезах континентальных отложений с постоянной скоростью осадкообразования и отсутствием заметных перерывов.

Изучение палеонапряженности ведется обычно в стационарные временные интервалы, без четкой привязки к экскурсам геомагнитного поля. "В настоящее время на первый план проблем геомагнетизма вышли исследования поведения поля на интервалах времени, когда происходила смена полярности" [Авсюк и др., 1997]. В этом направлении наиболее интересные результаты могут дать исследования поведения напряженности поля во время и вблизи экскурсов хрона Брюнес с обратной и аномальной полярностью. Можно предположить, исходя из ранее полученных данных, что геомагнитные экскурсии развиваются на фоне пониженной напряженности поля [Петрова и др., 1992; Поспелова, 1971 и др.], но как ведет себя напряженность поля во время экскурса, до его начала и после завершения, начинается понижение поля до начала изменения его направления или одновременно с ним, остается невыясненным.

Для понимания процессов, происходящих в жидком ядре Земли, необходимо ответить на вопрос, имеется ли связь между процессами, происходящими на границе ядро-мантия и вызывающими, как считают теоретики [Braginsky, 1984], геомагнитные экскурсии, и процессами в жидком ядре Земли, где происходит основная генерация геомагнитного динамо. Ответ на него можно полу-

чить из сравнения спектров периодов вековых вариаций направления и напряженности поля во временной интервал стационарного поля и в течение геомагнитных экскурсов.

Для ответа на поставленные вопросы проведена относительная оценка палеонапряженности на лессах Приташкентского района в разрезе Янгиль, вскрытом скважиной-дудкой, где ранее было зафиксировано два геомагнитных экскурса, идентифицируемых с экскурсами Каргаполово и Моно, и выявлен спектр вариаций направления геомагнитного поля [Петрова и др., 1992; Поспелова и др., 1991; Поспелова и др., 1998].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрез лессов вскрыт дудкой, пробуренной примерно в 100 м от обнажения, ранее изученного палеомагнитным методом [Тойчиев, 1977; Поспелова и др., 1992]. Разрезы, вскрытые дудкой и обнажением, представлены лессами III голодно-степской террасы р. Чирчик, сформировавшейся в позднечетвертичный этап эрозионно-аккумулятивной деятельности реки. Подробно описание строения разреза дано в статьях [Поспелова и др., 1992; Поспелова и др., 1998].

Отбор шtuфов, ориентированных компасом, выполнен в стенках дудки вручную непрерывно без перекрытия с глубины 2.9 по 12.3 м от бровки разреза. Отобрано 1200 образцов с 304 уровней отбора. Большая часть образцов использована для палеомагнитных исследований [Поспелова и др., 1998], остальная – для оценки палеонапряженности геомагнитного поля.

Разрез был детально изучен палеомагнитным методом, что позволило уточнить временной интервал формирования разреза, а также приблизительно оценить скорость осадконакопления. Записанный в разрезе экскурс Янгиль по расположению и перемещению виртуального геомагнитного полюса ВГП был идентифицирован с экскурсом Каргаполово, начало которого приходится на 45 тыс. лет. Если принять, что осадконакопление в разрезе было непрерывным, а скорость приблизительно постоянной, то изученные 9.4 м лессов сформировались за 32400 лет. Термолюминесцентная датировка 18 ± 4 тыс. лет [РТЛ-170], полученная О.А. Куликовым [Власов, Куликов, 1988], согласуется с палеомагнитной оценкой ~20 тыс. лет. Присутствие экскурса с характерными чертами экскурса Моно в интервале 28–27 тыс. лет подтверждает правильность палеомагнитной оценки возраста разреза.

Спектральный анализ рядов наклонения I показал, что период с наибольшей амплитудой на трех участках средней части разреза одинаковый, в верхней части больше, а в нижней меньше в полтора раза, чем в средней. Такое различие пе-

риодов можно объяснить незначительным изменением скорости осадкообразования пород по разрезу, что подтверждает и литология пород: в основании разреза лесс более плотный, а в верхней части разреза более рыхлый, чем в средней. Исходя из полученного различия периодов вариаций наклонения на трех участках разреза была оценена приблизительная скорость осадкообразования лесса по разрезу. В интервале глубин 10.3–12.3 м скорость осадкообразования составляла ~0.235 мм/год, в средней части разреза в интервале глубин 4.9–10.3 м ~0.294 мм/год, а в верхней части разреза с 2.9 по ~4.9 м скорость осадкообразования была самой большой и равнялась ~0.441 мм/год. Тогда, исследованные 9.4 м разреза сформировались за временной интервал в 31.3 тысяч лет, т.е. один образец-уровень за ~105 лет [Поспелова и др., 1998].

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД РАЗРЕЗА

Значения J_n и Q_n меняются по разрезу в больших пределах: от 4×10^{-3} до 90×10^{-3} А/м и от 0.5 до 8.2 соответственно, причем разбросы величин J_n образцов с одного уровня доходят до 10×10^{-3} А/м, а Q_n до 2. Максимальными значениями J_n и Q_n обладают образцы лессов из нижней части разреза (11.8–10.8 м), где Q_n достигает 8.2. Можно было бы предположить, что природа намагниченности в этой части разреза иная, чем в вышележащих породах, а именно, что J_n имеет не ориентационную, а химическую природу. Однако, изучение состава магнитных минералов пород и опыты по лабораторному переосаждению [Поспелова и др., 1992; Щербакова, 1986] подтвердили ориентационную природу намагниченности, в том числе и у пород с большими значениями Q_n . Минимальные значения J_n и Q_n фиксируются на протяжении 3.4 м от 10.8 до 7.4 м, где в пределах 1.8 м прослежена запись геомагнитного экскурса Янгиль–Каргаполово.

Мессбауэровской спектроскопией [Поспелова и др., 1992] и термомагнитным анализом, выполненным в настоящей работе, установлено, что основными носителями намагниченности пород являются гематит (точка Кюри $T_c = 675^\circ\text{C}$) и частично окисленный магнетит ($T_c = 620^\circ\text{C}$). На кривых $J_s(t)$ и $J_{rs}(t)$ проявляются также перегибы при $t \sim 160^\circ\text{C}$ и $\sim 350\text{--}400^\circ\text{C}$, исчезающие на кривых повторного нагрева, указывающие на присутствие в породах, видимо, гетита и маггемита. Состав магнитных минералов пород однороден вдоль всего разреза.

Оценка структуры магнитных зерен 46 образцов-дублей из разных частей разреза изучена путем нормировки J_{rs} на K . J_{rs} получена в поле 18×10^5 А/м. Точки на графике J_{rs} – K располагаются с разбросом вдоль прямой (рис. 1а). Близкая к

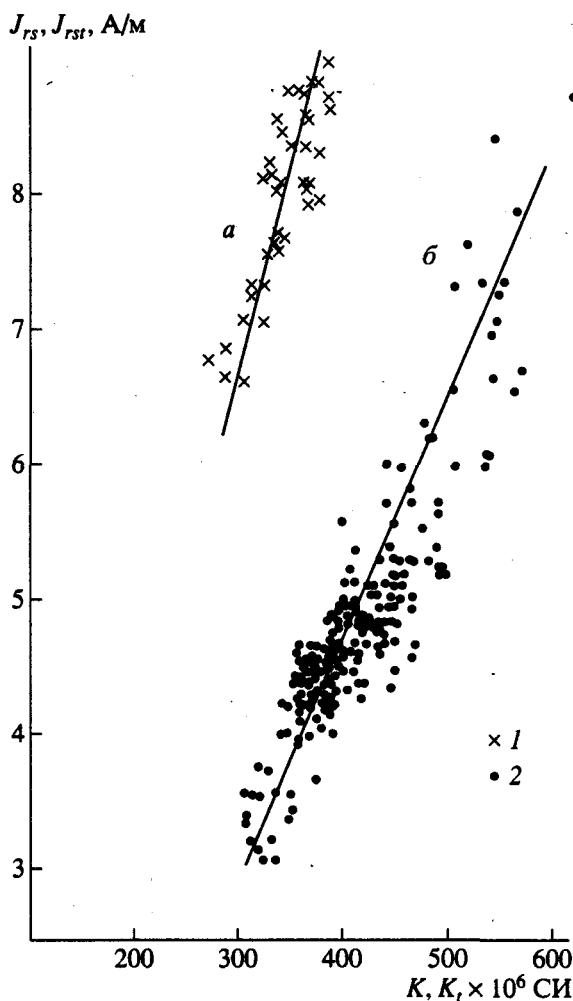


Рис. 1. Оценка структуры магнитных зерен пород разреза путем нормировки J_{rs} на K (а) и J_{rst} на K_t (б). 1 – естественные образцы, 2 – образцы после нагрева до 350°C.

линейной зависимости $J_{rs}-K$ свидетельствует об однородности структуры магнитных зерен пород по разрезу. Концентрация магнитных зерен пород меняется по разрезу всего в 1.5 раза. Существенно, что наибольшая концентрация магнитных зерен наблюдается у пород не в нижней части разреза, где прослежено два максимума значений J_n и Q_n , а в верхней. Это указывает, что большие значения J_n и Q_n обусловлены не повышением концентрации магнитных зерен, а повышенными значениями напряженности геомагнитного поля, в котором формировались породы (см. далее).

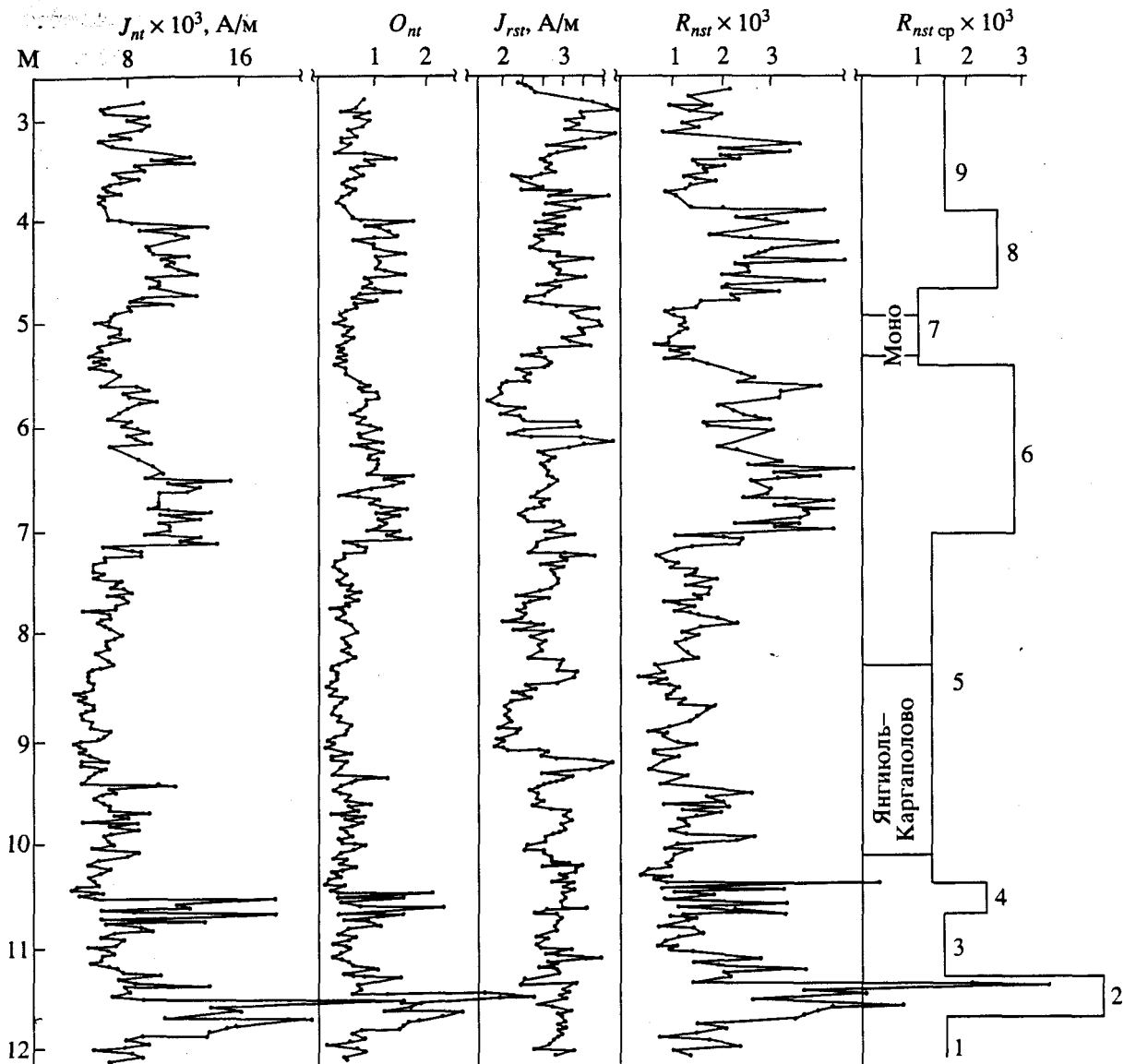
Для оценки относительного изменения напряженности геомагнитного поля в прошлом используются разные отношения – J_n/K , J_n/J_{ri} , J_n/J_{rs} . Эти отношения позволяют исключить влияние на оценку палеонапряженности концентрации магнитных зерен в образцах пород и могут быть использованы в том случае, если породы разреза имеют одинаковый состав и структуру магнит-

ных зерен. Поскольку основным носителем намагниченности в изученных породах является гематит, лучшие результаты может дать отношение $J_n/J_{rs} = R_{ns}$. Для оценки относительного изменения напряженности геомагнитного поля нами использовались отношения $R_{nst} = J_n/J_{rst}$ и $Q_{nt} = J_n/K$. Значения J_{nt} получены после нагрева образцов до 350°C в отсутствии магнитного поля. J_{rst} – после намагничивания тех же образцов в поле 14.3×10^5 А/м и нового нагрева до 350°C в отсутствии поля. В результате нагрева образцов до 350°C зерна магнетита могли разрушиться с образованием нового гематита, который вносит вклад в J_{rst} , а следовательно ошибку в относительную оценку напряженности путем нормировки на J_{rst} . Чтобы оценить количественное изменение состава магнитных минералов пород разреза при нагреве, был проведен специальный эксперимент. 32 образца из разных участков разреза нагревались до $t = 150, 220, 300$ и 350°C. Наблюдался монотонный спад J_{rst} после каждого нагрева. Этот спад одинаков для всех 32 образцов, коэффициент корреляции между J_{rs} и J_{rs350} равен 0.89. Возникший гематит внес одинаковый, незначительный вклад в J_{rst} . Необходимо было кроме того проверить, не изменил ли нагрев образцов до 350°C не только состав, но и структуру магнитных минералов – носителей намагниченности. Нормировка J_{rst} на K_t для пород всего разреза показала, что как и для исходных образцов, точки на графике $J_{rst}-K_t$ лежат с разбросом вдоль одной прямой (рис. 1б). Вследствие изменения состава положение прямой смещено относительно прямой рис. 1а, но однородность структуры магнитных минералов нагревом до 350°C не была нарушена (рис. 1).

ПОВЕДЕНИЕ J_{nt} , Q_{nt} , J_{rst} И R_{nst} ВДОЛЬ РАЗРЕЗА

На рис. 2 представлены значения J_{nt} , Q_{nt} , J_{rst} и R_{nst} вдоль разреза. Картина изменения J_{nt} по разрезу аналогична изменениям J_n . В нижней части разреза наблюдается два резко выраженных максимума J_{nt} (11.5–12 и 10.5–11 м), в верхней части разреза также выделяется два интервала (6.5–7.2 м и 4.1–4.6 м) с большими значениями J_{nt} . На участках разреза, где записаны экскурсии Каргаполово и Моно, наблюдаются самые низкие значения и амплитуды колебаний J_{nt} .

Значения J_{rst} колеблются по разрезу от 1.6 А/м до 4.4 А/м. В нижней части разреза, где прослежены два максимума J_{nt} , фиксируется спокойное распределение J_{rst} , амплитуда колебаний J_{rst} наименьшая. Выше по разрезу амплитуда колебаний J_{rst} возрастает почти до 2.4 А/м. В целом корреляция между изменениями J_{rst} и J_{nt} вдоль разреза отсутствует. Изменение J_{rst} по разрезу в 2.7 раза свидетельствует о сравнительно небольшом колебании концентрации магнитных зерен. Как правило,


 Рис. 2. Поведение J_{nt} , Q_{nt} , J_{rst} и R_{nst} вдоль разреза.

в лессовых разрезах, где присутствуют погребенные почвы, концентрация магнитных зерен меняется в шесть, пятнадцать и более раз.

Значения R_{nst} колеблются вдоль разреза от 8.8×10^{-3} до 0.4×10^{-3} ед., меняясь более, чем в 20 раз, и практически полностью повторяют изменения J_{nt} и Q_{nt} . Коэффициент корреляции между значениями R_{nst} и Q_{nt} образцов вдоль всего разреза равен 0.95. Таким образом для оценки палеонапряженности в данном случае с успехом можно использовать J_{nt} и Q_{nt} . Нами за основной параметр оценки палеонапряженности взят R_{nst} .

В разрезе выделено девять участков различной мощности с разными значениями R_{nst} (рис. 2). Значения $R_{nst\ cp}$, рассчитанные для каждого из этих участков, меняются от 1.1×10^{-3} до 4.8×10^{-3} ед. В подошве разреза наблюдается маломощный

0.4 м участок 1 с низкими значениями $R_{nst\ cp} = 1.7 \times 10^{-3}$ ед. Выше по разрезу фиксируется два максимума: $R_{nst\ cp} = 4.8 \times 10^{-3}$ и 2.5×10^{-3} ед. (участки 2 и 4), разделенные кратковременным минимумом $R_{nst\ cp} = 1.6 \times 10^{-3}$ ед. (участок 3). На 5-м участке на протяжении 3-х метров $R_{nst\ cp}$ ниже, составляя 1.3×10^{-3} ед. Следует отметить, что на этом участке наблюдаются самые низкие амплитуды колебаний R_{nst} . В верхней части разреза на протяжении 4.5 м выделено четыре участка $R_{nst\ cp}$: участки 6 и 8 имеют значения $R_{nst\ cp} = 2.9 \times 10^{-3}$ и 2.7×10^{-3} , а участки 7 и 9 – $R_{nst\ cp} = 1.1 \times 10^{-3}$ и 1.6×10^{-3} соответственно. Записи геомагнитных экскурсов Каргаполово и Моно приходятся на 5 и 7 участки разреза с минимальными значениями $R_{nst\ cp} = 1.3 \times 10^{-3}$ и 1.1×10^{-3} ед. (рис. 2 и 3).

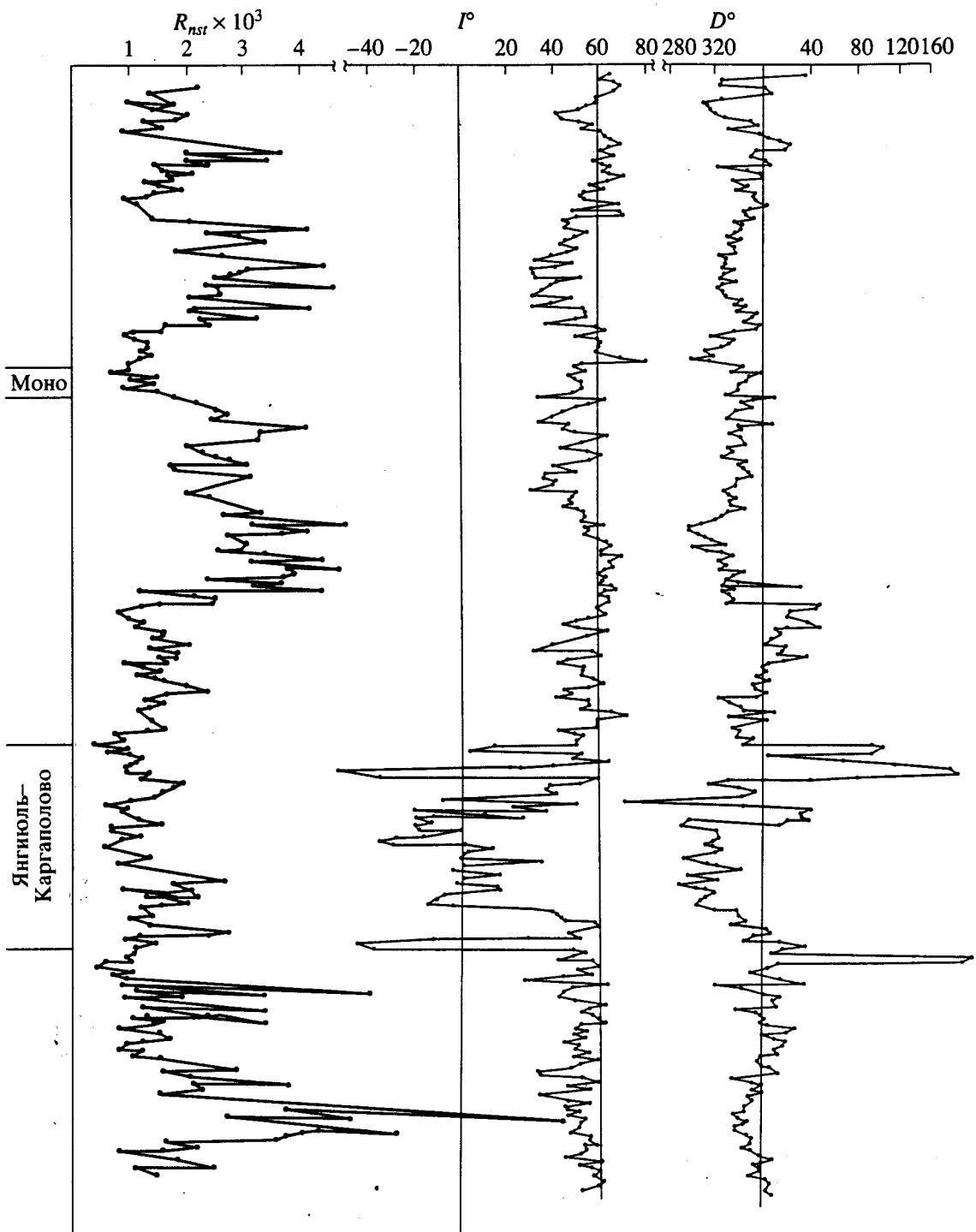


Рис. 3. Изменения напряженности и направления геомагнитного поля, записанные в изученном разрезе.

Известно, что спад напряженности геомагнитного поля совпадает с началом резких флуктуаций направления поля – экскурсом, а подъем палеонапряженности начинается после его завершения, что отличает поведение геомагнитного поля в течение экскурсов от его поведения во время инверсий [Поспелова, 1971; Петрова и др., 1972; Тойчиев, 1977; Гуракий, 1988]. В изученном

разрезе низкие значения R_{nst} наблюдаются не только непосредственно во время записи геомагнитных экскурсов, когда направление поля меняется, но в некотором временном интервале перед их началом и после их завершения, при выходе направления поля на стационарный режим (см. рис. 2 и 3). Длительность пониженной напряженности поля до экскурса в три раза меньше,

чем после экскурса. Вспомним, что картина процесса инверсии геомагнитного поля также начинается с понижения напряженности поля, длительность пониженного поля до начала изменения направления поля короче, чем после выхода на стационарное направление. Палеонапряженность во время и вблизи геомагнитных экскурсов Каргаполово и Моно ведет себя подобно палеонапряженности во время процесса инверсии, однако спад напряженности поля наблюдается не в 5–7 раз, а в 3–4 раза.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО R_{nst} ПОРОД РАЗРЕЗА ЯНГИЮЛЬ С МИРОВЫМИ ДАНЫМИ

Кривая R_{nst} , охватывающая интервал в 31.3 тыс. лет от 53.3 до 22 тыс. лет т. н., переведена во временной масштаб (рис. 4) и сглажена скользящим осреднением по 20-и уровням (рис. 5а). Эта кривая сопоставлена с кривыми изменения палеонапряженности за последние 60 тыс. лет: с кривой

палеонапряженности в относительных единицах, записанной в донных осадках из двух скважин внешнего горного хребта Блейк в северо-западной части Атлантического океана (кривая Blake Outer Ridge – *BOR*) [Schwartz et al., 1996] (рис. 5б) и с осредненной кривой палеонапряженности по донным колонкам Средиземного моря и Индийского океана (кривая Mediterranean sea, Indian Ocean – *MIO*) [Mejia et al., 1996], дополненной археомагнитными данными от 12 тыс. лет до современности [McElhinny et al., 1982] (рис. 5в). Это позволило привязать кривую палеонапряженности *MIO* к современному дипольному магнитному моменту (*VADM*). Хронология разрезов колонок в северо-западной части Атлантического океана, в Средиземном море и Индийском океане основана на изотопно-кислородной стратиграфии, а в Средиземном море, кроме того на фауне. Временная оценка нашего разреза и разрезов по донным колонкам совпадают. Поскольку кривая *MIO* привязана к *VADM*, совмещение максимумов трех кривых и соответствующий пересчет кривых R_{nst} и *BOR* позволили привязать их к дипольному магнитному моменту (рис. 5).

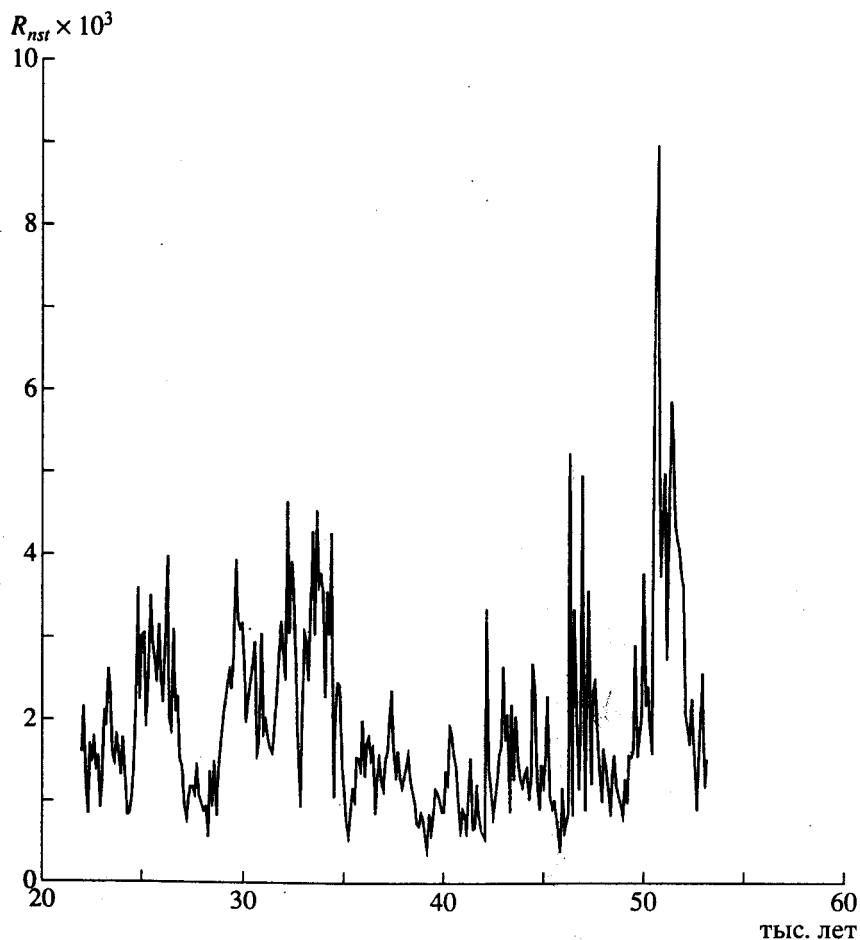


Рис. 4. Поведение R_{nst} вдоль разреза во временном масштабе.

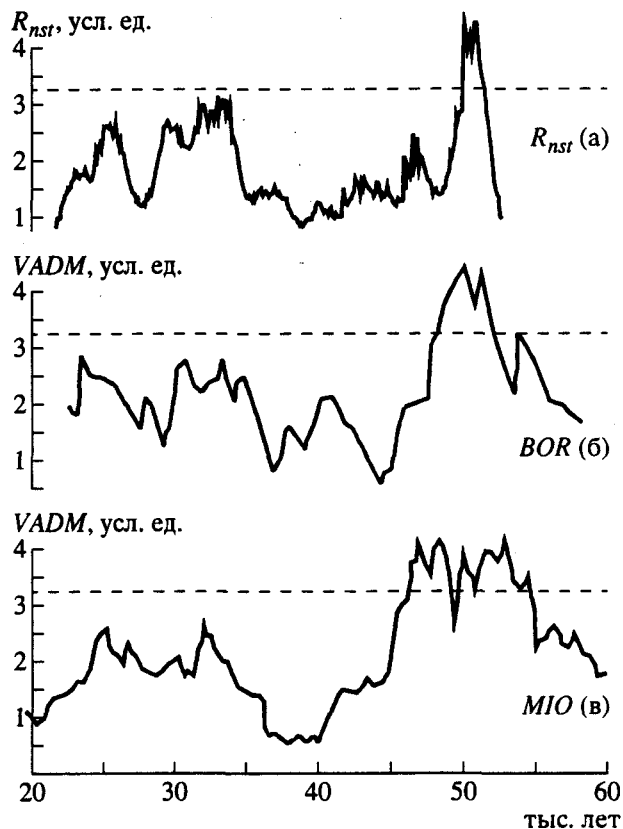


Рис. 5. Сопоставление сглаженной кривой R_{nst} с кривыми палеонапряженности, записанной в донных колонках (BOR и MIO). Пунктирная линия – современный магнитный момент.

Общий ход кривой R_{nst} близок к поведению палеонапряженности, полученной по донным осадкам MIO и BOR , хотя имеются некоторые различия (рис. 5а, 5б, 5в). Рассмотрим более детально изменение палеонапряженности по R_{nst} во временном интервале 53–22 тыс. лет т. н. и сопоставим кривую R_{nst} с кривыми MIO и BOR . Основной – первый максимум R_{nst} – приходится на 50 тыс. лет, что согласуется с кривой BOR , а также с результатами анализа 12 кривых изменения палеонапряженности из разных мест Земного шара в этот временной интервал, выполненного Г.Н. Петровой [Петрова, 1998], где четкий максимум вырисовывается в интервале 50–60 тыс. лет. На кривых MIO и BOR этот максимум широкий. На кривой R_{nst} максимум сильно сжат. Возможно, сжатие кажущееся, из-за отсутствия записи поля на более древних породах, либо из-за того, что в нижней части разреза восстановленная нами скорость осадкообразования оказалась завышенной. Величина напряженности поля в максимуме составляет $1.3 H_{дип}$. По данным Г.Н. Петровой [Петрова, 1998] спад палеонапряженности начинается после 50 тыс. лет, а минимум приходится на 40–20 (или 40–10) тыс. лет. Резкий спад на кривой R_{nst} происходит также в 50 тыс. лет т. н. Однако на кривой R_{nst} есть более слабо выраженный второй

максимум, имеющий амплитуду в два раза ниже, чем на кривой палеонапряженности MIO , в интервале 49–47 тыс. лет. Если его отнести к пониженному участку палеонапряженности, то скорость осадкообразования во временном интервале 50–35 тыс. лет должна быть меньше, что не согласуется с нашими оценками. Если же считать его частью основного максимума, то спад палеонапряженности по всем трем кривым приходится на одно и то же время 45–46 тыс. лет. На кривой R_{nst} во временном интервале 43–36 тыс. лет наблюдается минимум R_{nst} . Палеонапряженность составляла в среднем $0.33 H_{дип}$, практически совпадая с минимумом кривой палеонапряженности по MIO (рис. 5а, 5в). На кривой BOR на пониженном поле наблюдается небольшой максимум, отсутствующий на двух других кривых (рис. 5а, 5б, 5в). В следующие 11 тыс. лет с 35 по 24 тыс. лет т. н. на всех трех кривых палеонапряженность возрастает и составляет $0.9–0.75 H_{дип}$. На кривой R_{nst} в интервале 29–27 тыс. лет наблюдается кратковременный минимум ($0.33 H_{дип}$). На сильно осредненной кривой палеонапряженности MIO кратковременный минимум выражен слабо, на кривой BOR этот минимум сжат.

Таким образом, на основании оценки палеонапряженности по R_{nst} лессов разреза Янгиюль установлено, что во временном интервале 53.3–22 тыс. лет т. н. палеонапряженность геомагнитного поля была неустойчивой и колебалась от $1.3 H_{дип}$ до $0.33 H_{дип}$. Максимум напряженности геомагнитного поля наблюдался 52–50 тыс. лет т. н., а с 49 по 22 тыс. лет т. н. палеонапряженность была ниже современной напряженности поля, аналогично палеонапряженности поля от 200 до 55 тыс. лет т. н. Во временные интервалы 45–39 тыс. лет и 29–28 тыс. лет т. н., когда палеонапряженность геомагнитного поля составляла всего $0.33 H_{дип}$, происходили геомагнитные экскурсы Янгиюль–Каргаполово и Моно.

Интересно отметить следующий факт. Авторами было замечено, что оценки напряженности геомагнитного поля во временном интервале 53–22 тыс. лет, выполненные по лессовому разрезу Приташкентского района, по донным колонкам BOR и MIO с одной стороны, и по концентрации космогенных изотопов ^{10}Be в керне льда на ст. Восток в Антарктиде с другой, дали расхождения во времени порядка ~3 тыс. лет (рис. 6). На кривой ^{10}Be зафиксированы максимумы ~33 тыс. лет и менее ярко выраженный около 20 тыс. лет (рис. 6), которые должны соответствовать минимумам напряженности геомагнитного поля [Дергачев, 1997]. В.А. Дергачев сопоставил кривую по ^{10}Be с грубой осредненной кривой напряженности геомагнитного поля, записанной в донных колонках экваториальной части Тихого океана. Максимум ^{10}Be ложится на низкие значения напряженности геомагнитного поля, но не на

сам минимум. О совпадении $\max^{10}\text{Be}$ и $\min$ напряженности поля можно говорить очень приблизительно. По палеомагнитным кривым R_{nst} , MIO и $BOR \sim 33$ тыс. лет т. н. наблюдалась повышенная напряженность поля, т.е. прослеживается несоответствие во времени минимумов поля по тем и другим оценкам. На данном этапе исследований нельзя дать однозначное объяснение этого расхождения. Можно предположить, что несогласованность результатов исследований связана либо с медленным накоплением космогенных изотопов, дающих запаздывание записи геомагнитного поля, либо с региональными особенностями поля в далеко отстоящих регионах: Европа, Узбекистан, Антарктида. Наиболее вероятно, расхождение в ~ 3 тыс. лет может быть обусловлено широтным дрейфом поля. В Австралии максимум напряженности поля происходил во втором тыс. до н. э., а "изменение напряженности геомагнитного поля с характерным временем в несколько тысячелетий проходит в Австралии и в Европе почти в противофазе" [Начасова, 1998, с. 56-57]. В Антарктиде, которая находится южнее, сдвиг $\max$ и $\min$ напряженности геомагнитного поля, по сравнению с Европой и Азией, возможен еще больше.

Спектр периодов вековых вариаций J_{nt} , J_{rst} и R_{nst} получен спектральным анализом (метод Фурье и метод максимальной энтропии – MEM по методике Н.М. Ротановой и С.В. Филиппова) как для всего ряда данных, так и для отдельных его частей, содержащих запись экскурсов Каргаполово и Моно и не содержащих экскурсы. Значения J_{nt} , J_{rst} и R_{nst} вдоль разреза были переведены во временной масштаб, учитывая некоторые различия в скорости осадконакопления в разных участках разреза. Нижняя часть разреза, где скорость осадкообразования была меньше, чем в основной части разреза, была растянута: 64 уровня превращены в 80 уровней, добавлен каждый пятый уровень, представляющий собой среднее между четвертым и последующим уровнем. В верхней части разреза число уровней уменьшено до 43: через каждый уровень бралось среднее из двух уровней. Анализируемый ряд уровней состоял из 299 точек и охватывал временной интервал в 31.3 тыс. лет с 53.3 по 22 тыс. лет т. н. [Поспелова и др., 1998].

Результаты спектрального анализа представлены в табл. 1. Ошибка определения периодов вариаций не менее одного уровня, более ± 100 лет. При больших периодах ошибка увеличивается до двух, иногда трех уровней. Наиболее уверенно, с большими амплитудами пиков, определены периоды R_{nst} , равные 1200, 3600, 4300 и 8800 лет. Отмеченные в таблице звездочками периоды имеют

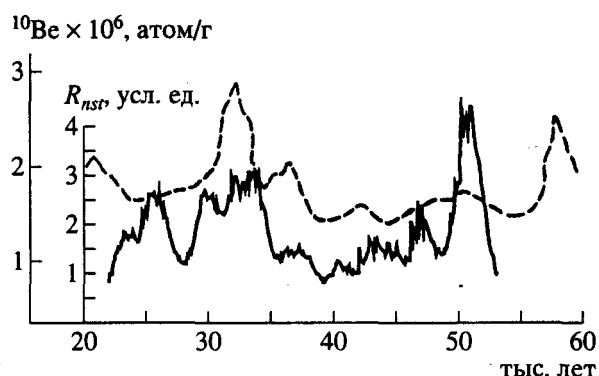


Рис. 6. Корреляция кривой изменения космогенных изотопов ^{10}Be с кривой R_{nst} палеонапряженности поля.

низкие амплитуды пиков, поэтому они ненадежны. Выделенные периоды вариаций R_{nst} близки периодам палеонапряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным [Бурлацкая, 1987].

Периоды вариаций ряда J_{nt} почти полностью повторяют периоды R_{nst} (см. табл. 1). По J_{nt} определен более надежно период в 600 лет, его амплитуда пика превышает амплитуду пика периода ряда R_{nst} . Периоды J_{nt} и R_{nst} с малыми амплитудами пиков отличаются на 2–3 уровня. Четкая повторяемость периодов вариаций R_{nst} и J_{nt} обусловлена тем, что породы разреза однородны не только по составу и структуре магнитных зерен, но и по их концентрации.

Спектр периодов вариаций I_{rst} близок к спектру периодов J_{nt} и R_{nst} (табл. 1), но в ряду J_{rst} отсутствуют периоды ~ 800 , ~ 6000 и ~ 20000 лет. Из табл. 1 видно, что спектр периодов вариаций напряженности поля по R_{nst} и I_{nt} близок спектру периодов вариаций угловых элементов геомагнитного поля – наклона и склонения, а также спектрам периодов вариаций I_{rst} и K , которые отражают климатические изменения [Поспелова и др., 1998]. Аналогичные результаты получены в разрезе Адждере в Туркмении, где периоды вариаций угловых характеристик поля частично совпадают не только с периодами вариаций магнитной восприимчивости, но и с периодами вариаций остаточной намагниченности насыщения [Гурарий и др., 1997]. Итак, данные по разрезу-дудке Янгиль подтвердили, что спектры периодов вариаций, характеризующие поведение геомагнитного поля – склонение, наклонение и напряженность поля, и параметры, характеризующие климатические изменения при формировании пород (K и J_{rst}), имеют близкие значения периодов вариаций (табл. 1).

Изучение спектра периодов вековых вариаций направления поля на породах исследуемого разреза не обнаружило различий в периодах вариаций во временных интервалах, содержащих и не

Таблица 1. Периоды вековых вариаций R_{nst} , J_{nt} , I , D , J_{rst} , K в годах в интервале 53–22 тыс. лет. т. н.Периоды вековых вариаций всего ряда ($N = 299$ уровней)

R_{nst}	J_{nt}	I	D	J_{rst}	K
600*	600	600	600	600	600
800	800	800	800*	–	800*
1200	1200	1250	1300	1100	1250
1600*	1600*	–	–	1500	–
1900*	1900*	1900	1900	1800	1900
2700*	2500*	2600	2600	2500*	2650
3600	3600	3500	3400	3600*	3300
4300	4300	5600	4700	4900	5400
6300	6400	–	–	–	–
8800	8700	9800	9800	9300	9300
20200	20400	22500	26400	–	23400

* Периоды выделены неуверенно, т.к. амплитуды пиков низки.

Таблица 2. Периоды вековых вариаций напряженности геомагнитного поля для интервалов стационарного поля и интервалов с экскурсами

Периоды вековых вариаций геомагнитного поля в годах

интервалы без экскурсов			интервалы с экскурсами			
1	2	3	4	5	6	7
$N = 96$	$N = 80$	$N = 176$	$N = 62$	$N = 100$	$N = 137$	$N = 200$
600	600*	600	–	600*	–	600*
800	800	800	800	900	–	–
1200	1200	1200	1300	1300	1300	1200
1700	–	1700	–	–	1800*	1900
2200	2000	2200	2600	2000	2300	2400
3600	3700	3700	–	3800	3600	3500

содержащих геомагнитные экскурсы [Поспелова и др., 1998]. Для установления влияния геомагнитных экскурсов на процесс генерации геомагнитного динамо необходимо сравнить периоды вариаций не только направления поля, но и напряженности во временные интервалы стационарного поля и во время геомагнитных экскурсов. Поэтому спектры периодов вариаций $R^{\wedge}$, определены для нескольких временных рядов разреза. Три временных ряда разреза без записи экскурсов: 1–96 уровней между экскурсами Моно и Каргаполово, 2–80 уровней до записи экскурса Каргаполово и 3 – 176 уровней, составляющих сумму из 1-го и 2-го рядов, чтобы оценить более надежно длиннопериодные вариации (анализ такого ряда правомочен, т.к. периоды их близки); пять временных рядов разреза с записью

геомагнитных экскурсов: 4–62 уровня с записью экскурса Каргаполово, 5 – 100 уровней, включающих экскурс Моно. 6 – 137 уровней, составляющие основной минимум R_{nst} в разрезе, где записан экскурс Каргаполово. 7 – 200 уровней, составляющие минимум R_{nst} , где записан экскурс Каргаполово, плюс часть третьего максимума R_{nst} , прилегающего к минимуму.

Периоды вековых вариаций R_{nst} для разных участков разреза приведены в табл. 2. Периоды во временные интервалы с экскурсами и без них близки в пределах ошибки определения. На основании этого можно полагать, что геомагнитные экскурсы Каргаполово и Моно не влияют на процесс генерации геомагнитного динамо. По данным Г.Н. Петровой и др. [Петрова и др., 1980] периоды вариаций во время инверсии также не отличаются от периодов в стационарном состоянии поля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований записи палеонапряженности геомагнитного поля в лессовом разрезе Приташкентского района установлено, что в течение 31 тыс. лет с 53 по 22 тыс. лет т. н. напряженность геомагнитного поля существенно менялась. Максимальное поле, превышающее современный магнитный момент на 30%, наблюдалось 52–50 тыс. лет т. н., а с 49 до 22 тыс. лет напряженность геомагнитного поля была ниже напряженности современного поля. С 45 по 35 тыс. лет и с 29 по 27 тыс. лет т. н. зафиксированы минимумы напряженности поля, составляющие всего 30% от напряженности современного поля. Полученные результаты в целом согласуются с мировыми палеомагнитными данными по напряженности геомагнитного поля. Во временные интервалы минимумов палеонапряженности поля происходили геомагнитные экскурсы Каргаполово и Моно. Пониженная напряженность поля наблюдалась до экскурсов и после их завершения. Причем, длительность пониженной напряженности поля до экскурсов Каргаполово и Моно была в три раза короче (~900 и ~400 лет), чем после завершения экскурсов (~3400 и ~1300 лет) соответственно. Между минимумами палеонапряженности поля, на фоне которых происходили экскурсы Каргаполово и Моно, на протяжении 5 тыс. лет палеонапряженность превышала минимумы ~ в 2.5 раза.

Спектральный анализ временного ряда значений R_{nst} пород изученного разреза показал, что периоды вариаций напряженности геомагнитного поля и угловых элементов поля совпадают. Периоды вариаций параметров, характеризующих геомагнитное поле, и периоды вариаций параметров, которые отражают климатические изменения пород во время их формирования, близки. Не

обнаружено изменений спектров периодов вариаций палеонапряженности во временных интервалах стационарного поля и в интервалы, включающие экскурсы. Это позволяет предположить, что появление экскурсов Моно и Каргаполово не влияет на основной процесс генерации геомагнитного динамо.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность Г.Н. Петровой за постановку темы исследований и обсуждение работы, А.Н. Храмову и рецензенту статьи за ценные критические замечания, а также В.Э. Павлову и В.А. Чмереву, принимавшим участие в отборе образцов в скважине-дудке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 96-05-65258.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н., Вагин В.И., Левин Б.В. Исследования по геомагнетизму (аналитический обзор) // Вестник РФФИ. 1997. Т. 4 (10). С. 37¹.
- Бурлацкая С.П. Археомagnetизм: изучение древнего геомагнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. 246 с.
- Векслер В.С. Вариации напряженности магнитного поля Земли в прошлом // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т. XXVIII. № 5. С. 1035-1036.
- Власов В.К., Куликов О.А. Радиотермолюминесцентный метод датирования рыхлых отложений. М.: Изд-во МГУ, 1988. 86 с.
- Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Трубин В.М., Фейн А.Г., Назаров Х. Стационарное геомагнитное поле поздней части хрона Матуяма и хрона Харамильо (предварительные данные) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ, 1997. С. 38-39.
- Гурарий Г.З. Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1988. Вып. 415. 205 с.
- Дергачев В.Л. Об изменении напряженности, геомагнитного поля и концентрации космогенных изотопов в течение последние 100-200 тыс. лет // Изв. АН. Сер. физическая. 1997. Т. 61. № 6. С. 1249-1255.
- Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомagnetным данным // Автореф. дис ... докт. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1998. 65 с.
- Петрова Г.Н. Реальность отражения изменений палеонапряженности геомагнитного поля в палеомагнитных записях // Физика Земли. 1998. № 8. С. 23-29.
- Петрова Г.Н., Буха В.В., Гамов И.Н. и др. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1972. № 6. С. 53-75.
- Петрова Г.Н., Гурарий Г.З., Рассанова Г.В. Вековые вариации в инверсии Матуяма-Харамильо // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 3-17.
- Петрова Г.Н., Нечаева Т.Е., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992. 175 с.
- Поспелова Г.А. Аномальное поведение геомагнитного поля в плиоцен-плейстоцене // Геология и геофизика. 1971. № 6. С. 117-122.
- Поспелова Г.А., Шаронова З.В. Экскурсы Янгйюль / IV Всесоюзный съезд по геомагнетизму // Тез. докл. Владимир, Суздаль, 1991. Ч. 2. С. 45-46.
- Поспелова Г.А., Петрова Г.Н., Гендлер Т.С., Нечаева Т.Б. Резкая флуктуация направления геомагнитного поля (экскурсы), обнаруженная при палеомагнитных исследованиях в Приташкентском районе // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. № 1. С. 132-139.
- Поспелова Г.А., Петрова Г.Н., Шаронова З.В. Геомагнитное поле во время и вблизи экскурсов, записанных в разрезе Янгйюль (Узбекистан) // Физика Земли. 1998. № 5. С. 65-79.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в интервале до 320 млн. лет. // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 387-390.
- Тойчиев Х. Палеомагнитная стратиграфия четвертичных отложений Приташкентского района // Автореф. канд. дис ... Л.: ЛГУ, 1977. 22 с.
- Щербакова В.В. О влиянии методики переосаждения на характеристики остаточной намагниченности переосажденных образцов // Тонкая структура геомагнитного поля. М.: Наука, 1986. С. 123-128.
- Braginsky S.I. Short-period geomagnetic secular variation // Geophys. Astrophys. Fluid dynamics. 1984. V. 30. P. 1-78.
- Coe R.S., Gramme S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon - dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 1740-1756.
- McElhinny M.W., Senanayake W.E. Variations in geomagnetic dipole: the past 50000 years // J. Geomag. Geoelectr. 1982. V. 34. P. 39-51.
- Mejia V., Opdyke N.D., Perfit M.R. Paleomagnetic field intensity recorded in submarine basaltic glass from the East Pacific Rise, the last 69 Ka // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. № 5. P. 475-478.
- Meynadier L., Valet J.P., Weeks R., Shackleton N.J., Lee Hagg V. Relative geomagnetic intensity of the field during the last 140 Ka // Earth. Planet. Sci. Lett. 1992. V. 114. P. 39-57.
- Schwartz M., Lund S.P., Johnson T.C. Environmental factors as complication influences in the recovery of quantitative geomagnetic-field paleointensity estimates from sediments // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. № 19. P. 2693-2696.

Статья рекомендована к печати членом редколлегии докт. физ.-мат. наук А.Н. Храмовым.