

СВЯЗЬ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ОСОБЕННОСТЕЙ ЕГО ВАРИАЦИЙ С ЧАСТОТОЙ ИНВЕРСИЙ

© 2008 г. А. Ю. Куражковский, Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн

Представлено академиком В.Н. Страховым 09.10.2007 г.

Поступило 22.10.2007 г.

Предположение о том, что поведение древнего геомагнитного поля определяется процессами, происходящими в земном ядре, обычно не вызывает возражений и стало общепринятым. Численное моделирование эволюции $\alpha\omega$ -динамо показало, что изменение характеристик геомагнитного поля (вариации палеонапряженности, частота инверсий) должно происходить взаимосвязанно [1, 2]. Однако поиск связи между поведением палеонапряженности и частотой инверсий до настоящего времени не увенчался успехом из-за недостатка палеомагнитных данных [3, 4]. Выполненные нами по осадочным породам реконструкции поведения палеонапряженности юры–мела значительно расширили массив информации об этой характеристике геомагнитного поля. Обобщение авторских данных о палеонапряженности, полученных по осадочным породам, и мировых данных, выполненных по термонамагниченным породам, дало новую основу для построения динамики напряженности геомагнитного поля и исследования взаимосвязи между поведением характеристик земного магнитного поля.

Реконструкции фрагментов напряженности геомагнитного поля проведены по коллекциям осадочных пород, отобранных на Русской плите и прилегающих территориях [5, 6]. Ранее эти коллекции использовались для построения региональной магнитостратиграфической шкалы средней юры–мела [7]. Результаты определений палеонапряженности, выполненные по термонамагниченным породам, взяты из базы данных (БД) [<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>]. Сведения об инверсиях геомагнитного поля в основном взяты из [8]. Исключение составляет интервал альб–коньяк. Частота инверсий альб–коньяка построена по данным работы [7], которые являются более полными.

Реконструкции фрагментов поведения палеонапряженности мелового и юрского периодов проведены по образцам, удовлетворяющим следующему ряду требований: 1) образцы аккумуляровались в восстановительных условиях (сероцветы) эпиконтинентальных морей, основным носителем намагниченности являлся магнетит; 2) согласно тестам [9], эти породы имели ориентационную природу намагниченности; 3) зависимость лабораторной остаточной ориентационной намагниченности I_{rd} от величины магнитного поля образцов близка к линейной; 4) магнитоминералогический состав образцов не менялся в процессе лабораторного переосаждения; 5) температура выделения первичной остаточной намагниченности I_n (термической чистки) не должна была превышать 350°C .

Перед переосаждением образцы проходили термическую чистку, после чего у них измеряли I_n . У переосажденных образцов также после термочистки измеряли I_{rd} . После лабораторного переосаждения проводили еще одну разбраковку коллекций. Из рассмотрения исключали коллекции, образцы которых магнитоминералогически изменялись в ходе переосаждения. Изменение минералогического состава контролировали измерениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения I_{rs} до и после переосаждения. Для проверки влияния процедуры переосаждения на изменение I_{rs} использовали образцы-дубли, не задействованные в определении коэффициента переосаждения.

Палеонапряженность рассчитывали по формуле: $\frac{H}{H_0} = \frac{R_{ns}}{R_{ds\text{cp}}}$, где H_0 – значение современного ла-

бораторного магнитного поля, $R_{ns} = \frac{I_n}{I_{rs}}$, $R_{ds} = \frac{I_{rd}}{I_{rs}}$,

$R_{ds\text{cp}}$ – среднее значение параметра R_{ds} для одной осадочной толщи. Все магнитные параметры измеряли после термической чистки.

Сведения об осадочных толщах, средних (за геологический век) значениях палеонапряженности и размахе ее вариаций приведены в табл. 1. Кроме того, для сравнения там же из БД приво-

Геофизическая обсерватория “Борок”
Филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук,
пос. Борок Ярославской обл.

Таблица 1

Возраст	Место отбора	h , м	n	H/H_0 (осадки)	S	H/H_0 (БД)
Маастрихт	С. Пудовкино, Саратовская обл.	22	22	0.6	0.3–1.8	0.84
Кампан	Р-з. Туаркыр, Зап. Туркмения	18	16	0.7	0.3–1.5	1.3
Сантон	С. Голубинская, Волгоградская обл.	15	42	1.0	0.4–2	0.7
Коньяк						0.64
Турон	Скв. 200, Саратовская обл.	8	8	0.8	0.6–1.2	0.97
Сеноман	Скв. 200, Саратовская обл.	34	34	0.6	0.2–1.8	0.48
Альб	Скв. 200, Саратовская обл.	43	43	0.8	0.4–3	0.53
Апт	Пос. Марьино, Крым	24	24	0.75	0.4–3	0.75
Баррем	Скв. 204, Саратовская обл.	34	34	0.7	0.4–2.7	0.43
Готерив	С. Верхоречье, Крым	43	41	0.5	0.2–1.5	0.64
Валанжин	С. Верхоречье, Крым	40	40	0.6	0.2–1.2	0.77
	Р. Ятрия, Приполярный Урал	25	25	0.7		
Берриас	С. Балки, Крым	28	23	0.4	0.2–0.8	0.37
Титон	Скв. 120, Саратовская обл.	18	52	0.3	0.1–0.6	0.32
Кимеридж	Д. Городищи, Ульяновская обл.	18	52	0.3	0.1–0.5	
Оксфорд						0.36
Келовей	Пос. Дубки, г. Саратов	8	3	0.36	0.3–1.2	0.52
Бат	Р-з Сокурский тракт, г. Саратов	12	25	0.41	0.2–1.2	0.36
Байос						0.95

Примечание. h – мощность осадочных толщ, n – количество исследованных горизонтов, S – размах вариаций палеонапряженности в единицах H/H_0 .

дятся средние значения палеонапряженности, выполненной по термонамагнитным породам.

В пользу адекватности выполненных палеомагнитных определений свидетельствуют по крайней мере три факта: 1) разновозрастные фрагменты поведения палеонапряженности, выполненные по образцам различных осадочных толщ, позволили подтвердить результаты реконструкций внешней сходимостью; 2) фрагменты поведения палеонапряженности сопоставлялись с динамикой палео- и петромагнитных параметров; во всех случаях коэффициент корреляции получался близким к нулю, что исключало влияние вариаций магнитоминералогического состава на поведение палеомагнитного параметра $\frac{H}{H_0}$; 3) в большинстве слу-

чаев средние (за геологический век) значения палеонапряженности, полученные по осадочным и термонамагнитным породам, с хорошей точностью совпадали (видно из табл. 1).

Наиболее представительные фрагменты поведения палеонапряженности, выполненные по осадочным породам, приведены на рис. 1. Как видно, средние значения и размах вариаций палеонапряженности возрастали от титона к баррему. В исследованных фрагментах палеонапряженности

кимериджа–титона ее вариации происходили с близкими по размаху амплитудами. Выше готерива происходило чередование вариаций палеонапряженности малой амплитуды с ее всплесками. Материалы, представленные на рис. 1 и в табл. 1, достаточно наглядно иллюстрируют связь средних (за геологический век) значений напряженности геомагнитного поля с характером ее вариаций. Так, в верхней юре (кимеридж–титон) при низких средних значениях палеонапряженности ее вариации происходили с малой амплитудой. В течение берриаса–готерива амплитуда вариаций и средние значения палеонапряженности неравномерно возрастали. В барреме–сантоне палеонапряженность была высокой и наблюдалось чередование всплесковой и спокойной генерации геомагнитного поля.

Изменения палеонапряженности $\frac{H}{H_0}$ и частоты инверсий F , происходившие в последние 170 млн. лет, иллюстрирует рис. 2. Точки этого графика получены осреднением данных о палеонапряженности (темные кружки) и частоте инверсий (светлые кружки), принадлежащих одному геологическому веку (ярусу). Такой способ представления материала позволяет не смешивать данные, соответствующие различным геологическим векам,

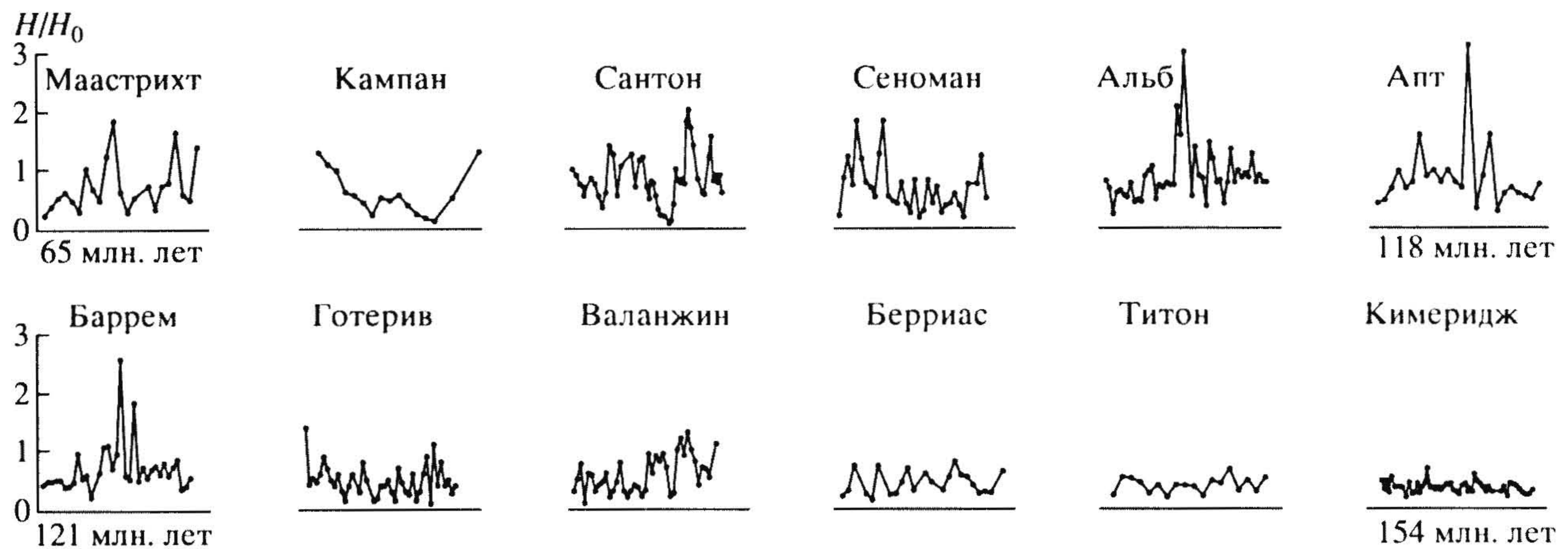


Рис. 1. Фрагменты поведения палеонапряженности юрского и мелового периодов.

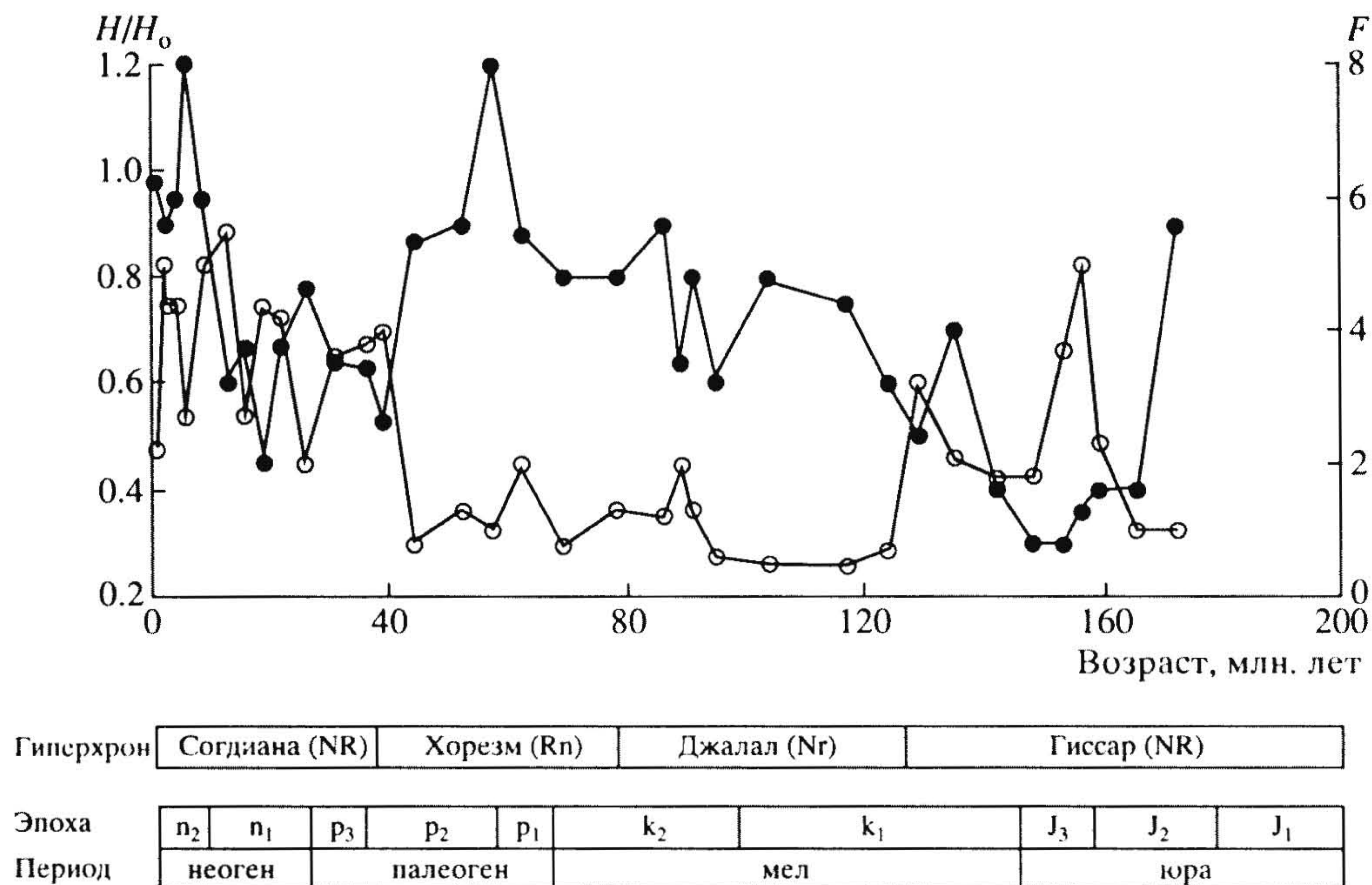


Рис. 2. Изменения палеонапряженности H/H_0 (темные кружки) и частоты инверсий F (светлые кружки), происходившие в последние 170 млн. лет.

эпохам и периодам. Интервалы осреднения (границы геологических веков) взяты из [8]. Значения F получены нормированием количества инверсий на продолжительность геологического века.

Из рис. 2 видно, что поведение палеонапряженности связано с изменениями частоты инверсий геомагнитного поля. При малой частоте инверсий наблюдались относительно высокие значения напряженности геомагнитного поля. Рост частоты инверсий сопровождался уменьшением палеонапряженности.

Анализ поведения напряженности геомагнитного поля, ее вариаций и частоты инверсий (см. рис. 1, 2) свидетельствует, что характеристики земного магнитного поля изменялись взаимосвязанно. Наиболее значительные изменения в поведении характеристик геомагнитного поля отмечены в нижнем мелу, среднем палеогене и неогене (см. рис. 2). Так, в нижнем мелу происходило возрастание палеонапряженности и уменьшение частоты инверсий. В среднем палеогене произошел обратный процесс, палеонапряженность уменьшилась, а частота инверсий возросла. В неогене воз-

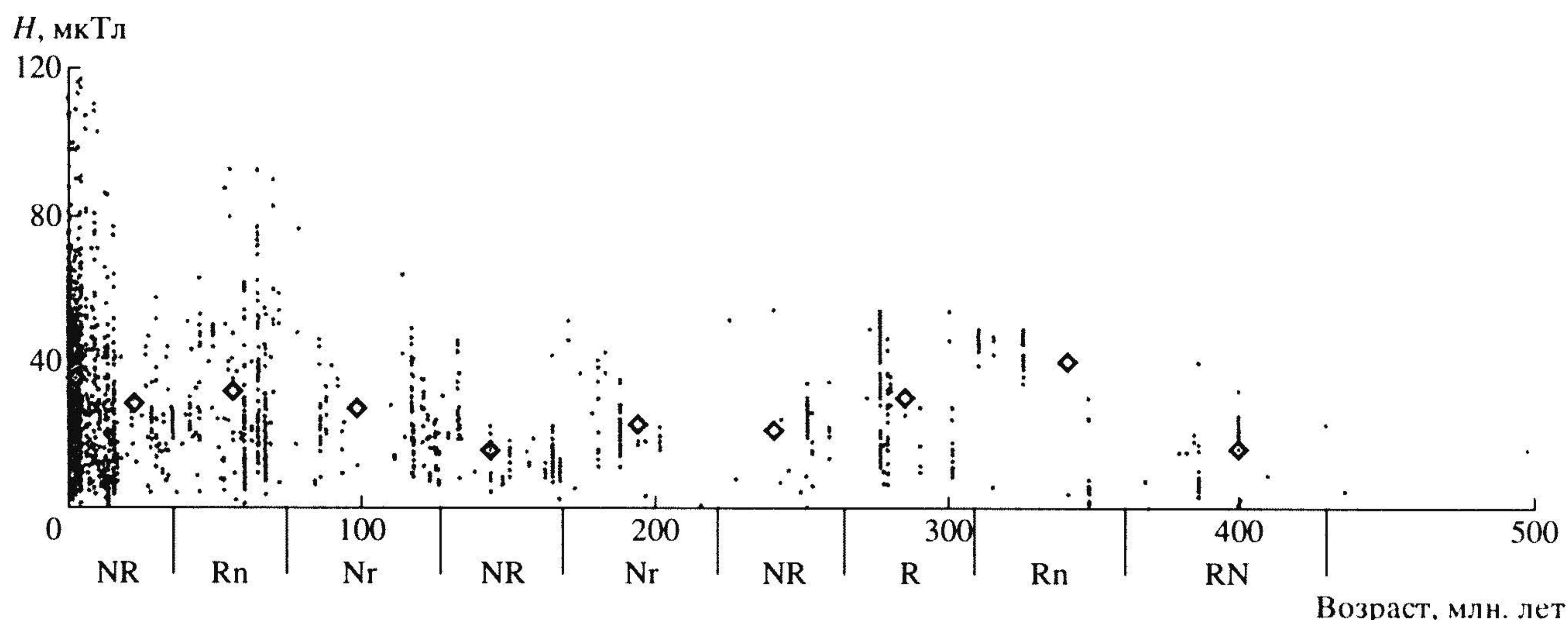


Рис. 3. Изменения палеонапряженности в соответствии с гиперхронами полярности. Точки – значения палеонапряженности из базы данных, квадраты – средние за гиперхрон значения палеонапряженности. N – прямая полярность, R – обратная полярность, NR и RN – чередование примерно равных по длительности интервалов прямой и обратной полярности, Nr и Rn – преобладание прямой или обратной полярности соответственно.

росла палеонапряженность. Таким образом, в интервале 0–170 млн. лет изменения напряженности и частоты инверсий геомагнитного поля происходили противофазно.

Для более удаленных интервалов геологического времени уменьшается количество данных о палеонапряженности и снижается достоверность информации о частоте инверсий. Так, если в интервале верхняя юра–современность поведение частоты инверсий согласно шкалам [8] и [10] в основном совпадает, то в нижней и средней юре данные [8] и [10] явно различаются. Тем не менее осреднение результатов определений палеонапряженности в соответствии с разделением геомагнитной истории на гиперхроны полярности [8] (интервалы продолжительностью десятки миллионов лет) позволяет и в этом случае проследить характер связи между поведением геомагнитных параметров. Как видно из рис. 3, средние за гиперхрон значения палеонапряженности связаны с режимом полярности. Палеонапряженность возрастает в гиперхронах с асимметричной полярностью (одной или преимущественно одной полярностью) и уменьшается в случаях, когда происходит чередование примерно равных по длительности интервалов прямой и обратной полярности.

Согласно результатам численного моделирования эволюции $\alpha\omega$ -динамо [1, 2], рост интенсивности генерации магнитного поля сопровождается увеличением амплитуды ее вариаций и появлением асимметрии его полярности. При дальнейшем увеличении напряженности магнитного поля должно наблюдаться чередование вариаций большой и малой амплитуды (появление всплесков). Если обратимся к палеомагнитным данным, то

увидим, что рост средних значений палеонапряженности сопровождается ростом амплитуды ее вариаций (см. рис. 1) и уменьшением частоты инверсий магнитного поля (см. рис. 2). Чередование спокойного геомагнитного поля с всплесками отмечено при высоких значениях палеонапряженности (баррем–маастрихт, см. рис. 1).

Согласно современным представлениям [11], поведение характеристик геомагнитного поля во многом определяется интенсивностью тепловых потоков через границу ядро–мантия. Не делая предположений о скорости и механизме теплопередачи от ядра к земной поверхности, можно обнаружить ряд общих закономерностей в поведении палеонапряженности и интенсивности магматизма. Так, в активности вулканизма по обрамлению Тихого океана и в вариациях палеонапряженности имеются близкие периодичности [6]. Изменение средних значений палеонапряженности происходило в соответствии с фазами активности рифтогенеза [6]. Наиболее крупные излияния магмы на земную поверхность в мезозое–кайнозое [12] также происходили при относительно высоких значениях палеонапряженности. Таким образом, представление о связи интенсивности тепловых потоков через границу ядро–мантия с поведением геомагнитного поля находит дополнительное подтверждение.

Основной результат работы сводится к следующему.

Характеристики генерации земного магнитного поля (средняя палеонапряженность, размах ее вариаций и частота инверсий) изменяются взаимосвязанно. Средние (за геологический век) значения палеонапряженности связаны прямой зависи-

мостью с размахом ее вариаций и обратной зависимостью от частоты инверсий, что качественно соответствует модели $\alpha\omega$ -динамо.

Авторы благодарят А.Ю. Гужикова, М.В. Пименова и О.Б. Ямпольскую за предоставленные коллекции образцов и Д.Д. Соколова за обсуждение результатов работы и консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ануфриев А.П., Решетняк М.Ю., Соколов Д.Д., Хейда П. // Геомagnetизм и аэрономия. 1997. Т. 37. № 2. С. 91–95.
2. Glatzmaier G.A., Roberts P.H. // Nature. 1995. V. 377. P. 203.
3. Петрова Г.Н. // ДАН. 1989. Т. 308. № 6. С. 1346–1350.
4. Печерский Д.М. // Геомagnetизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 4. С. 180–189.
5. Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I., Guzhikov A.Yu. // Intern. J. Geomagnetism and Aeronomy. 2004. V. 5. № 1. at. GI1004. doi:10.1029/2003GI000043
6. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. // ДАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 97–100.
7. Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры–мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и борельно-тетических корреляций): Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2004. 399 с.
8. Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Корень Т.Н. и др. Дополнения к стратиграфическому кодексу Российской Федерации. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 44 с.
9. Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu., Birbina A.V. // Rus. J. Earth Sciences. 2003. V. 5. № 6. P. 1–30.
10. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A. A. Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. P. 310–311.
11. Соколов Д.Д. // Геомagnetизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 5. С. 579–589.
12. Добрецов Н.Л. // ДАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797–800.