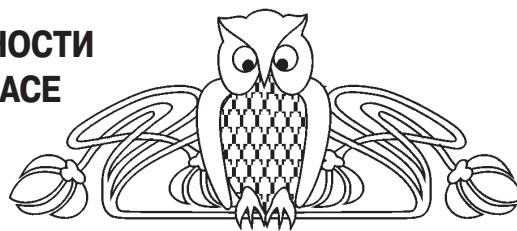




УДК 550.383

О ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ТИТОНЕ – БЕРРИАСЕ И КАМПАНЕ – МААСТРИХТЕ



А. Ю. Куражковский¹, Н. А. Куражковская¹,
М. И. Багаева², А. А. Гужикова²

¹ Геофизическая обсерватория «Борок» филиал Института физики Земли (п. Борок, Ярославская обл.)

E-mail: ksasha@borok.yar.ru; knady@borok.yar.ru

² Саратовский государственный университет

E-mail: bagaevami@mail.ru, blackhole3@yandex.ru

По результатам исследований разрезов верхнего титона – берриаса Горного Крыма, кампана – маастрихта запада Средней Азии, Поволжья и Крыма предпринята попытка реконструировать особенности изменения палеонапряженности геомагнитного поля. Полученные средние значения и амплитуды вариаций палеонапряженности возрастают в конце геологических периодов. При этом в конце юры средние значения и амплитуды вариаций палеонапряженности были меньше, чем в конце мела.

Ключевые слова: граница юры – мела, титон, берриас, кампан, маастрихт, палеонапряженность, геомагнитная полярность.

Possible Changes of the Geomagnetic Field Intention in Tithonian – Berrassian and Campanian – Maastrichtian

A. Yu. Kurazhkovskii, N. A. Kurazhkovskaya, M. I. Bagaeva,
A. A. Guzhikova

By the results of exploration of Tithonian – Berriassian sections of Mountain Crimea and Campanian – Maastrichtian sections of west of the Middle Asia, Volga region and Crimea it became possible to reconstruct the special aspects of the geomagnetic field paleointensity changes. There were received the average scale of variations, that rise at the end of geological periods. It should be noted that at the end of Jurassic the average amplitude of geomagnetic field variations was lower than at the end of Cretaceous.

Key words: boundary of the Jurassic – Cretaceous, Tithonian, Berriassian, Campanian, Maastrichtian, paleointensity, geomagnetic polarity.

Введение

Представления об истории древнего геомагнитного поля формируются на основе данных о режиме полярности и палеонапряженности. Эти физические характеристики нашей планеты изучены с различной подробностью. Так, режим полярности исследован по многочисленным осадочным толщам, кернам морских и океанских отложений, линейным магнитным аномалиям. Это позволило на большом фактическом материале создать магнитополярную шкалу фанерозоя, которая известна в двух вариантах: Общая магнитостратиграфическая шкала [1] и Международная шкала геомагнитной полярности (GPTS) [2]. В шкалах полярности геомагнитные

инверсии надежно привязаны к геологическому возрасту, а вся геомагнитная история предстает как последовательность хронов (магнитозон) полярности (интервалы между инверсиями с характерными временами порядка сотен тысяч – миллионов лет).

Шкала палеонапряженности, аналогичная шкале полярности, пока не сформирована. О поведении палеонапряженности юры – кайнозоя можно составить представление только на основе фрагментарных данных, полученных по осадочным породам [3–6]. Эти данные содержат значительные пробелы в реконструкции геомагнитной истории.

Как следует из работы [4], для поведения палеонапряженности мелового периода характерно чередование спокойных и всплесковых режимов генерации магнитного поля. Эти режимы отмечены разными средними значениями и амплитудами вариаций палеонапряженности. Таким образом, поведение палеонапряженности, также как и режима полярности, в принципе может быть структурировано и представлено в виде шкалы, а подразделения и особенности поведения палеонапряженности могут использоваться в стратиграфических целях.

Кроме данных, полученных по осадочным породам, имеются результаты определений палеонапряженности по термонамагнитным породам, которые объединены в базы данных, например PINT12 [7]. На основе баз данных, полученных по термонамагнитным породам, обсуждались изменения средних значений палеонапряженности юры – кайнозоя на интервалах продолжительностью десятки миллионов лет [8]. Более детальное описание поведения палеонапряженности позднего мезозоя по термонамагнитным породам пока получить не удастся. Это связано с недостаточным количеством определений палеонапряженности, особенностями проявления вулканизма и точностью изотопных датировок.

В настоящей работе предпринята попытка ликвидировать некоторые пробелы в геомагнитной истории мела: вблизи границы юры – мела (позднем титоне – берриасе) и в конце мелового периода (кампане – маастрихте). С этой целью проведены обобщение и совместный анализ как впервые полученных, так и ранее опубликованных данных по отложениям титона – берриаса и кампана – маастрихта.

**Фактический материал и методика исследований**

Все определения палеонапряженности проведены по коллекциям осадков, которые ранее использовались для магнитостратиграфических определений [9–11]. Это позволило надежно увязать данные о палеонапряженности с магнитными хронами. Кроме того, в процессе магнитостратиграфических исследований измерялся широкий спектр петромагнитных параметров образцов и были получены сведения, позволяющие судить о природе естественной остаточной намагниченности (NRM). Сведения о возрасте и месте расположения осадочных толщ, по которым определялась палеонапряженность, приведены в таблице.

Данные о возрасте и координатах мест отбора отложений, используемых для определений палеонапряженности

Регион	Индексация разрезов	Возраст	Магнитные хроны	Географическая широта, °(с.ш.)	Географическая долгота, °(в.д.)
Плато Актолагай, Казахстан	3018, 3019 [11]	K ₂ km-m	C33–C29R	57°30' 59.8"	55°07' 27.2"
Туаркыр, Туркменистан	2108 [9]	K ₂ km	C33	40°28' 21.63"	54°41' 44.6"
Восточный Крым (Феодосия)	2420 [10]	K ₁ b	M15R	44°59' 4.6"	34°24' 46.4"
	2900 [10]	K ₁ b	M16	45°01' 47.7"	35°20' 59.2"
	2925 [10]	K ₁ b	M15R, M16	45°01' 48.4"	35°20' 59.7"
	2940 [10]	K ₁ b	M16, M17N	45°59' 21.9"	34°28' 07.1"
	2947 [10]	K ₁ b	M17R	44°58' 54.8"	34°28' 18.0"
	2921 [10]	K ₁ b	M19N, M18	45°01' 16.0"	35°24' 54.0"
	2456 [10]	K ₁ b		45°01' 16.3"	35°24' 53.8"
	2922 [10]	J ₃ tt ₂		45°00' 14.2"	35°23' 08.9"
2901 [10]	J ₃ tt ₂	M19, M20N	45°00' 03.6"	35°23' 21.0"	

Примечание. Нумерация разрезов приведена в соответствии с публикациями, в которых проводились их магнитостратиграфические исследования. В квадратных скобках обозначены ссылки на эти публикации.

Для исследования палеонапряженности нами выбирались коллекции осадков, намагниченность которых с большой вероятностью имела ориентационную природу. Заключение об ориентационной природе остаточной намагниченности базировалось на результатах ряда тестов, проводимых в ходе магнитостратиграфических исследований [9–11], наиболее полный перечень которых приведен в работе [12]. Более того, результаты микронзондового анализа частиц носителей намагниченности, полученные на установке «ТЕСКАН – ВЕГА II» в Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН, также во всех случаях свидетельствовали об их аллотигенном генезисе и, следовательно, об ориентационной природе NRM.

В большинстве современных публикаций поведение палеонапряженности идентифицируют с величиной остаточной намагниченности, которую нормируют на остаточную намагниченность насыщения (SIRM) либо идеальную остаточную намагниченность (IRM). Эти способы определения поведения палеонапряженности апробировались в течение нескольких десятилетий. Анализ их корректности обсуждался в различных публикациях [12, 13]. Подробное описание методики определения палеонапряженности по осадочным породам и ее экспериментальное обоснование приведены в работе [12]. В настоящей работе в качестве параметра, на который нормировали величину естественной остаточной намагниченности,

мы использовали остаточную намагниченность насыщения. Поведение палеонапряженности идентифицировалось с поведением параметра $Rns = ChRM / SIRM$, где ChRM – характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности. В данном случае стабильно уменьшающаяся в ходе дальнейших нагревов намагниченность получалась после 250–300-градусной термической чистки. Эту намагниченность мы приняли как ChRM.

Сведения о стратиграфии, составе и строении разрезов, по которым получены данные о палеонапряженности, приведены в работах [9–11].

Результаты работ

Поведение палеонапряженности (параметра Rns) по разрезам титона – берриаса Горного Крыма показано на рис. 1. Как видно из рис. 1, на всем исследованном временном интервале изменения палеонапряженности происходили хаотично. Характерные времена этих изменений значительно меньше, чем продолжительность магнитного хрона. Кроме «кратковременных» хаотичных вариаций, можно отметить изменения палеонапряженности, превышающие продолжительность хрона. Так, средние значения и амплитуда вариаций палеонапряженности в конце титона были выше, чем в берриасе. В конце титона в хронах M20N, M19R среднее значение параметра Rns составило



Магнитохронологическая шкала [15]

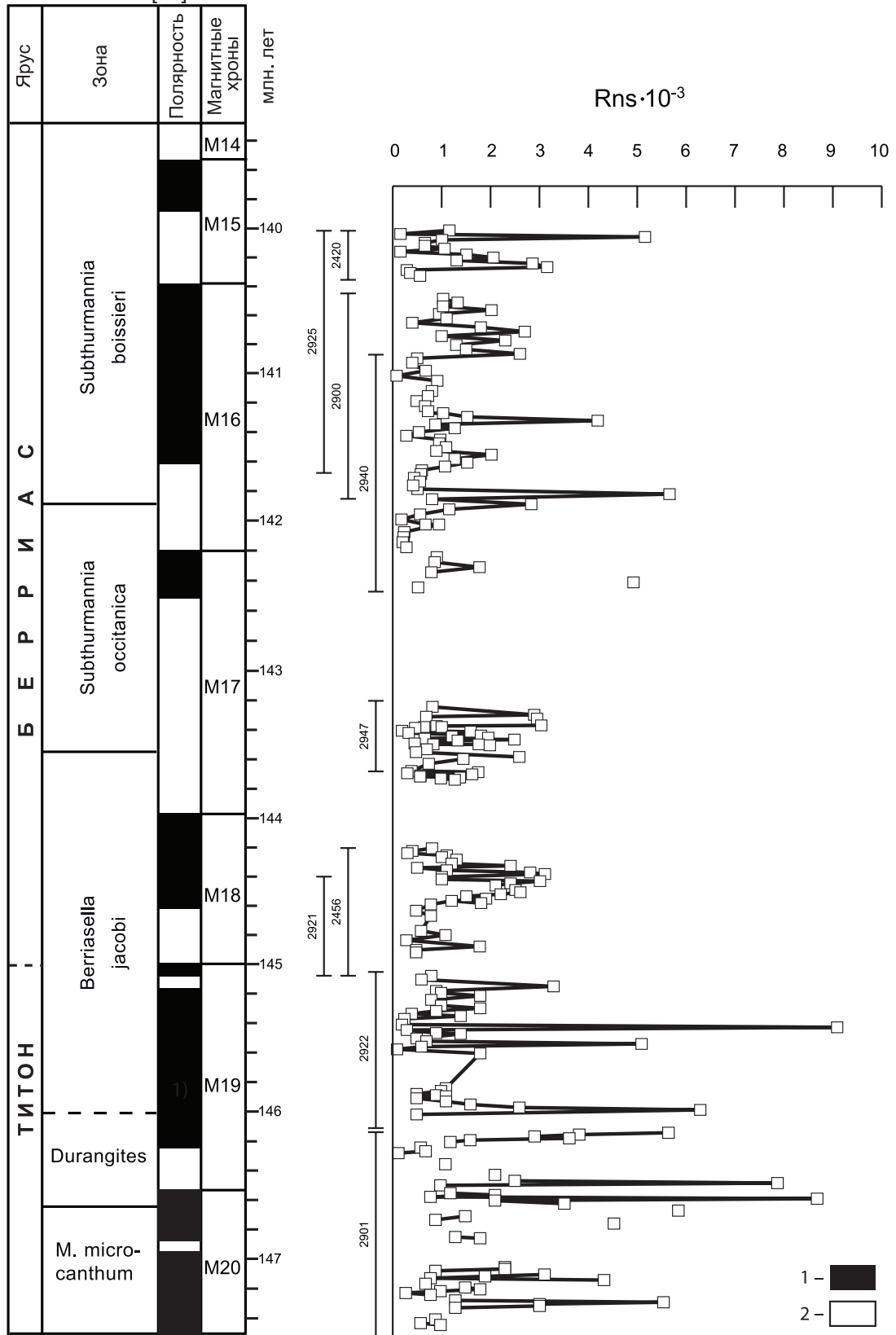


Рис. 1. Результаты определений палеонапряженности титона – берриаса и их сопоставление с международной магнитостратиграфической шкалой [15]. Номера обнажений соответствуют номерам в таблице: 1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность



$2.26 \cdot 10^{-3}$, в берриасе (хроны M18, M17) – $1.2 \cdot 10^{-3}$. Некоторое возрастание амплитуд вариаций палеонапряженности произошло в конце берриаса в хронах M16 и M15R. Как следует из рассмотренных материалов, вблизи границы титон – берриас произошло уменьшение амплитуды вариаций и средних значений палеонапряженности, которые оставались низкими в течение значительной части берриаса.

Для реконструкции палеонапряженности кампана – маастрихта (рис. 2) использовались данные по разрезам запада Средней Азии: Тураркыр (Туркменистан) и Актолагай (Казахстан) (см. таблицу). При этом основная часть кривой, характеризующей поведение палеонапряженности кампана – маастрихта (хроны C33 – C29R), получена по разрезу Актолагай. На интервале кампан – маастрихт можно выделить два типа

Магнитохронологическая шкала [15]

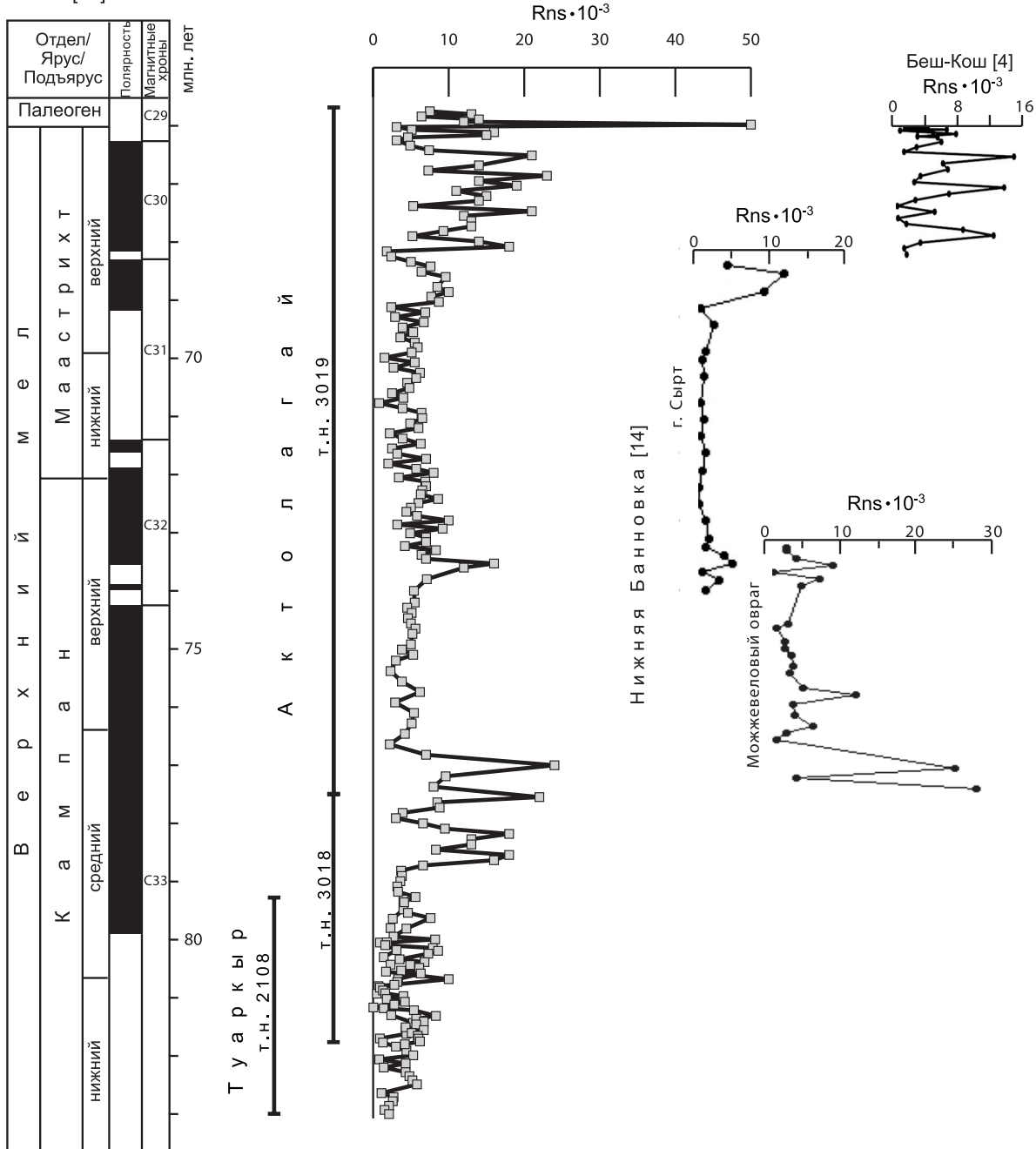


Рис. 2. Результаты определений палеонапряженности кампана – маастрихта и их сопоставление с международной магнитостратиграфической шкалой [15]. Номера обнажений соответствуют номерам в таблице. Условные обозначения см. рис. 1



поведения геомагнитного поля, которые различаются средними значениями и амплитудами вариаций палеонапряженности. Так, в начале кампана и в начале маастрихта хроны C33R и C31R амплитуда вариаций и средние значения палеонапряженности были относительно низкими. В среднем кампана и в конце маастрихта в хронах C33N и C30 амплитуда вариаций и средние значения палеонапряженности значительно возросли. Наибольшие значения палеонапряженности получены по отложениям верхнего маастрихта. По-видимому, следует отметить эпизод с кратковременным возрастанием палеонапряженности в позднем кампана. В этом эпизоде возрастание амплитуды вариаций палеонапряженности были менее значительными, чем в среднем кампана.

В поведении геомагнитного поля на рубежах юра – мел и мел – палеоген обнаруживается одинаковая особенность. В конце геологических периодов вариации палеонапряженности происходят с большой амплитудой. При этом вариации палеонапряженности в конце юры происходили с меньшей амплитудой, чем в конце мела (рис. 1, 2).

Обсуждение

Достоверность реконструкций палеонапряженности в кампана – маастрихте может аргументироваться данными по другим разновозрастным осадочным толщам, полученным ранее. Так, в работах [4, 14] было проведено исследование палеонапряженности среднего кампана – позднего маастрихта. Кампан – маастрихт исследовался в Саратовской области (разрез Нижняя Банновка) [14], поздний маастрихт – в Горном Крыму (разрез Бешкош) [4]. Результаты определения палеонапряженности, полученные в этих работах, приведены на рис. 2. Как было показано в [4, 14], амплитуда вариаций палеонапряженности возрастала в среднем кампана (хрон C33) и в конце маастрихта (C31N – C29R). Таким образом, основные особенности поведения палеонапряженности, отмеченные в настоящей работе и

полученные в [4, 14], совпадают. Кроме того, по разрезу Нижняя Банновка, так же как и по разрезу Актолагай, обнаружен эпизод с возрастанием палеонапряженности в позднем кампана. Это может свидетельствовать о том, что изменения поведения палеонапряженности, происходящие с характерными временами порядка первых миллионов лет, в различных регионах происходят одинаково.

Согласованность вариаций параметра Rns в разновозрастных отложениях удаленных регионов является лучшим свидетельством в пользу его глобальной природы. Тем самым, принятая нами гипотеза об обусловленности вариаций Rns изменениями палеонапряженности находит дополнительное подтверждение.

Результаты исследования палеонапряженности титона – берриаса пока не могут быть полностью проверены внешней сходимостью на всем исследованном интервале.

Результаты определений палеонапряженности по термонамагнитным породам в интервалах 150–136 и 85–64 млн лет из базы данных PINT12 [7] приведены на рис. 3. Согласно [15] эти интервалы соответствуют позднему титону – берриасу и кампану – маастрихту. Палеонапряженность в начале мела в среднем была ниже, чем в конце мела, что совпадает с данными, полученными по осадкам (см. рис. 3). В то же время обсуждать особенности поведения палеонапряженности, определенной по термонамагнитным породам, в интервалах продолжительностью порядка геологического века пока не представляется возможным. Это связано как с малым количеством результатов определений палеонапряженности (количество которых быстро убывает с углублением в геомагнитную историю), так и с точностью изотопных датировок.

Заключение

Исследование поведения палеонапряженности вблизи границы юры – мела и в конце мела обнаружило, что средние значения и амплитуды

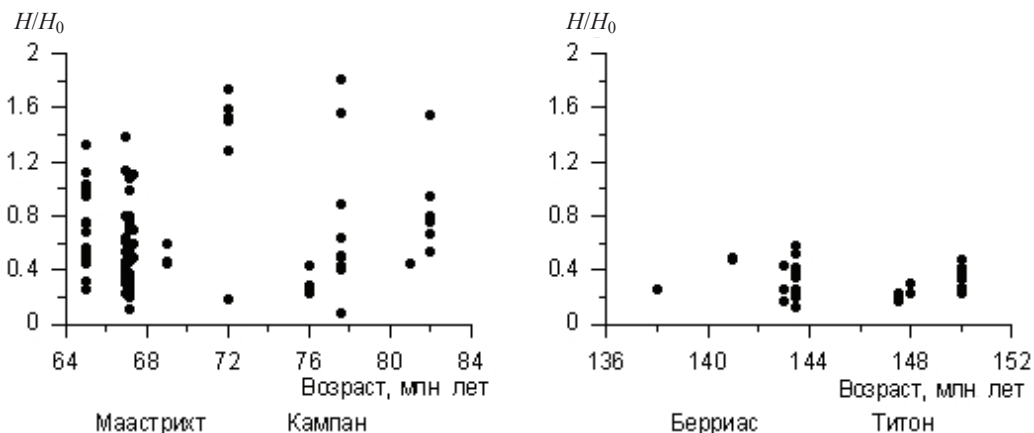


Рис. 3. Палеонапряженность вблизи границ юры – мела и мела – палеогена согласно базе данных PINT12 [7]: H – палеонапряженность, H_0 – напряженность современного геомагнитного поля



вариаций палеонапряженности возрастают в конце геологических периодов. При этом в конце юры средние значения и амплитуда вариаций палеонапряженности были меньше, чем в конце мела.

Полученные нами данные претендуют на реконструкцию относительных изменений палеонапряженности. Вопрос об абсолютных значениях палеонапряженности в позднем титоне – берриасе и кампане – маастрихте требует специального обсуждения.

Мы выражаем благодарность ведущему научному сотруднику Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН В. А. Цельмовичу за исследование минералогического состава образцов с использованием микроанализатора ТЕСКАН – ВЕГА II.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №14-05-31152-мол_а), Минобрнауки России в рамках базовой части (код проекта 1582) и госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757).

Библиографический список

1. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / авт. и сост. : А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, Т. Н. Корень [и др.] ; отв. ред. А. И. Жамойда. СПб., 2000. 111 с.
2. A Geologic Time Scale 2004 / F. M. Gradstein, J. G. Ogg, A. G. Smith [et al.]. Cambridge University Press, 2004. 590 p.
3. Constable C. G., Tauxe L., Parker R. L. Analysis of 11 Myr of geomagnetic intensity variation // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 17735–17748.
4. Куражковский А. Ю., Куражковская Н. А., Клайн Б. И., Брагин В. Ю. Вариации напряженности геомагнитного поля в меловом периоде // Геология и геофизика. 2012. № 7. С. 930–939.
5. Channell J. E. T., Lanci L. Oligocene-Miocene relative (geomagnetic) paleointensity correlated from the equatorial Pacific (IODP Site U1334 and ODP Site 1218) to the South Atlantic (ODP Site 1090) // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 387. P. 77–88.
6. Kurazhkovskii A. Yu., Kurazhkovskaya N. A., Klain B. I. Behavior of paleointensity during the Paleogene // Phys. Earth and Planet. Int. 2014. Vol. 229. P. 61–71.
7. Absolute Palaeointensity (PINT) Database URL: <http://earth.liv.ac.uk/pint/> (дата обращения: 2.03.2015).
8. Heller R., Merrill R. T., McFadden P. L. The two states of paleomagnetic field intensities for the past 320 million years // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 135. P. 211–223.
9. Гужиков А. Ю., Молостовский Э. А., Назаров Х., Фомин В. А., Барабошкин Е. Ю., Конаевич Л. Ф. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31–44.
10. Гужиков А. Ю., Аркадьев В. В., Барабошкин Е. Ю., Базаева М. И., Пискунов С. В., Рудько В. А., Перминов В. А., Маникин А. Г. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрско-меловому интервалу восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 3. С. 1–36.
11. Гужиков А. Ю., Барабошкин Е. Ю., Беньямовский В. Н., Александрова Г. Н., Барабошкин Е. Е., Гужикова А. А., Конаевич Л. Ф. Предварительные био- и магнитостратиграфические данные по кампану – маастрихту плато Актолагай (Казахстан) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы VII Всерос. совещания / под ред. Е. Ю. Барабошкина [и др.]. Владивосток, 2014. С. 107–110.
12. Kurazhkovskii A. Yu., Kurazhkovskaya N. A., Klain B. I. Calibration of geomagnetic paleointensity data based on redeposition of sedimentary rocks // Phys. Earth and Planet. Int. 2011. Vol. 189, iss. 1–2. P. 109–116.
13. Петрова Г. Н. Реальность отражения изменений палеонапряженности геомагнитного поля в палеомагнитных записях осадочных пород // Физика Земли. 1998. № 8. С. 23–29.
14. Куражковский А. Ю., Куражковская Н. А., Клайн Б. И. Новые определения палеонапряженности кампана–маастрихта // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород : материалы междунар. шк.-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» / под ред. В. П. Щербакова. СПб., 2014. С. 78–80.
15. Ogg J. G., Hinnov L. A. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. The Geologic Time Scale. Amsterdam, 2012. P. 793–853.