ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2003, № 9, с. 31–44

УДК 551.763.1:550.382.3

Светлой памяти Г.Н. Петровой посвящается

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ВЕРХНЕМУ МЕЛУ ТУАРКЫРА (ТУРКМЕНИСТАН) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОБЩЕЙ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ШКАЛЫ

© 2003 г. А. Ю. Гужиков[1], Э. А. Молостовский[2], Х. Назаров[3], В. А. Фомин[2], Е. Ю. Барабошкин[4], Л. Ф. Копаевич[4]

[1]*Геологический факультет Саратовского госуниверситета, г. Саратов*

[2]*НИИ геологии при Саратовском госуниверситете, г. Саратов*

[3]*Институт геологии АН Туркменистана, г. Ашхабад*

[4]*Геологический факультет МГУ, г. Москва*

Поступила в редакцию 20.12.2001 г.

Проведено магнитостратиграфическое изучение сеноман-кампанских отложений Туаркыра (северо-западный Туркменистан) при надежном палеонтологическом контроле. Турон-кампанские породы обладают высокой палеомагнитной стабильностью. Подтверждено существование субзоны обратной полярности в среднем сеномане и ряда инверсий в туроне-коньяке. Сантон-кампанский интервал разреза характеризуется преимущественно обратной полярностью. Результаты исследований свидетельствуют о сложной магнитной зональности сеномана-кампана и, в совокупности с анализом данных по верхнему мелу других регионов, позволяют ставить вопрос о корректировке сеноман-кампанского участка магнитостратиграфической шкалы, который традиционно рассматривается как интервал доминирующей прямой полярности. Новые данные о режиме сеноман-кампанского геомагнитного поля предполагают возможность ревизии геодинамических моделей, объясняющих причины сопряженности эпохи "спокойного" мелового поля с различными геологическими событиями.

Ключевые слова: магнитостратиграфия, палеомагнетизм, верхний мел, Туркменистан, Туранская плита.

ВВЕДЕНИЕ

Верхнемеловой фрагмент палеомагнитной шкалы, за исключением маастрихта, традиционно рассматривается как интервал доминирующей прямой (*N*, *n*) полярности. В магнитохронологических шкалах сеноману-сантону соответствует верхняя часть хрона *C*34, который характеризуется, исключительно, *N*-полярностью. Кампанскому ярусу отвечает хрон *C*33, включающий в себя аномалию обратной (*R*, *r*) полярности, а в последних вариантах временных шкал инверсий [Gradstein, Ogg, 1996; Шрейдер, 1998] к кампану отнесены хроны *C*32 и, частично, *C*31, из-за чего верхи яруса стали выглядеть как интервал знакопеременной (*NR*) полярности. В магнитостратиграфической шкале фанерозоя СССР [Молостовский, Храмов, 1984] апту-кампану эквивалентна гиперзона[1] *Nr*-Джалал, которая в верхнемеловой части осложнена двумя *R*-магнитозонами – "Кульджинской" на границе сантона и кампана (аналог аномалии 33*r*), и "Клюевской" – в коньяке.

В последнее время появились новые данные по Северному Кавказу, Западному Копетдагу [Фомин, Еремин, 1993; Еремин и др., 1995; Фомин, Еремин, 1999; Фомин, 2000; Фомин, Молостовский, 2001], Южной Англии [Montgomery et al., 1998], Германии [Hambach, Krumsiek, 1989], которые свидетельствуют о более сложном, по сравнению с общепринятыми представлениями, режиме геомагнитного поля в сеноман-кампанское время. Выявлены неизвестные ранее *R*-субзоны в среднем сеномане, нижнем туроне, подтверждено наличие Клюевской *R*-субзоны в коньяке, стратиграфический объем Кульджинской *R*-ортозоны (аналога аномалии 33*r*) расширен на большую часть сантона и весь нижний кампан. Кроме того, в пределах как *N*-, так и *R*-зон установлено наличие многочисленных микрозон противоположного знака.

[1] Стратиграфический объем гиперзоны сопоставим с отделом, ортозоны – с подъярусом или ярусом, субзоны – с зоной Общей стратиграфической шкалы [Стратиграфический кодекс, 1992].

В отличие от более ранних работ [Пергамент и др., 1971; Vandenberg, Wonders, 1980; Krumsiek, 1982 и др.], в которых также есть указания на неоднократные инверсии в сеномане-кампане, новые магнитополярные определения надежно привязаны к зональным подразделениям Общей стратиграфической шкалы на основании определений макро- и микрофауны, отбиравшейся параллельно с палеомагнитными образцами. Благодаря этому появилась возможность оценить продожительность хрона *C*33*r* (Кульджинской зоны) до 8 млн. лет, а длительность сеноманской, туронской и коньякской *R*-субзон – от 0.4–0.5 до 1 млн. лет у каждой.

Несоответствие новых данных традиционным представлениям о магнитной зональности верхнемеловой шкалы приобретает принципиальное значение для выяснения истинного характера режима позднемелового геомагнитного поля. Для решения проблемы необходима надежная дополнительная информация по другим регионам. Для этой цели вполне подходит Туранская плита, где в отличие от орогенов Кавказа и Копетдага, меловые отложения практически не деформированы во время альпийской складчатости, увеличивающей вероятность регионального перемагничивания пород, и представлены типичными платформенными, а не геосинклинальными формациями. В качестве объекта исследований был выбран один из опорных разрезов верхнего мела Туаркыра, характеризующийся достаточной, по платформенным меркам, стратиграфической полнотой и, как было выяснено в процессе рекогносцировочных исследований Х. Назаровым [1987], высокой палеомагнитной стабильностью пород. Полевые исследования разреза верхнего мела Туаркыра проведены в 1996 г., полученные магнитостратиграфические результаты по турону-кампану опубликованы в тезисном виде в 1998 г. [Гужиков и др., 1998]. В том же году в печати появились данные по магнитостратиграфии коньякских-кампанских отложений Южной Англии [Montgomery et.al., 1998], которые обнаружили отличную сходимость с материалами по Туаркыру. Структурно Южная Англия и Туаркыр относятся к молодым эпигерцинским платформам, но в фациальном отношении разрезы верхнего мела этих регионов несколько различаются.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Палеомагнитные исследования проводились в пределах юго-западного крыла Туаркырской антиклинали (рис. 1), где представлены все ярусы верхнего мела, за исключением маастрихтского. Залегание слоев субгоризонтальное – углы падения не превышают 2°. Исследованы естественные обнажения у колодца Кемаль и хребта Аккыр, которые расположены между 150 и 160 км автотрассы г. Туркменбаши – п. Кизыл-Кая (рис. 1а). Сеноманские отложения вскрываются в ряде саев по южную сторону от шоссе, в районе колодца Кемаль. Турон-кампанские отложения стопроцентно обнажаются по северную сторону трассы, в обрывах гряды Аккыр (г. Кыр) (рис. 1а, 1б).

Е.Ю. Барабошкиным было составлено детальное описание разреза, выполнены определения макрофауны и, в частности, обосновано присутствие среднесеноманской аммонитовой зоны Acanthoceras (Alternacanthoceras) jukesbrownei. Л.Ф. Копаевич определены комплексы фораминифер турона-кампана, благодаря чему существенно уточнена зональная схема верхнемеловых отложений Туаркыра, разработанная ранее [Кузнецов, Титова, 1961; Тверская, 1963; Алиев и др., 1970].

Основание верхнемеловой последовательности, залегающей с размывом на песчаниках верхнего альба (рис. 2), наблюдалось у кол. Кемаль. Здесь в подошве сеноманского яруса присутствует фосфоритовый конгломерат с многочисленными переотложенными остатками верхнеальбских аммонитов и ауцеллин зоны Stoliczkaia dispar. В серии саев, расположенных в 2–3 км западнее, наблюдалась вышележащая часть сеномана, представленная чередованием рыхлых и плотных глауконит-кварцевых песчаников мелко-среднезернистых, биотурбированных (пачки I–II). Кровля пачки II представляет собой поверхность "твердого дна" с многочисленными полурастворенными ядрами крупных (до 20–30 см) Acanthoceras (Alternacanthoceras) jukesbrownei, что дает основания датировать отложения этой пачки одноименной зоной среднего сеномана, а нижележащую пачку I условно относить к среднему сеноману ввиду отсутствия явных признаков длительных перерывов. Песчаники пачки III и мергели пачки IV (в подошве песчанистые) отнесены к турону условно, на основании имеющихся в литературе сведений о залегании туронских отложений в данном регионе непосредственно на песчаниках с A. jukesbrownei [Кузнецов, Титова, 1961; Алиев и др., 1970]. Отложения верхнего сеномана на Туаркыре, по всей видимости, отсутствуют.

Вышележащие турон-кампанские отложения изучались в подножии и на склонах хребта Аккыр (район г. Кыр). Они представлены чередованием пестроцветных мергелей, известняков и известковистых глин, причем доминирующее значение имеют мергели (рис. 2). В качестве главных критериев при расчленении турон-кампанской толщи на пачки использовались: наличие поверхностей твердого дна (ТД), преобладающий тип и цвет пород, присутствие остатков макрофауны (иноцерамов, ежей, наутилоидей). Возраст пачек установлен по комплексам планктонных и бентосных фораминифер. Пачка V (верхний турон) образована ритмичным чередованием светло-серых мергелей и розоватых известняков, разделенных поверхностями ТД. Пачки VI–VII (верхний турон –

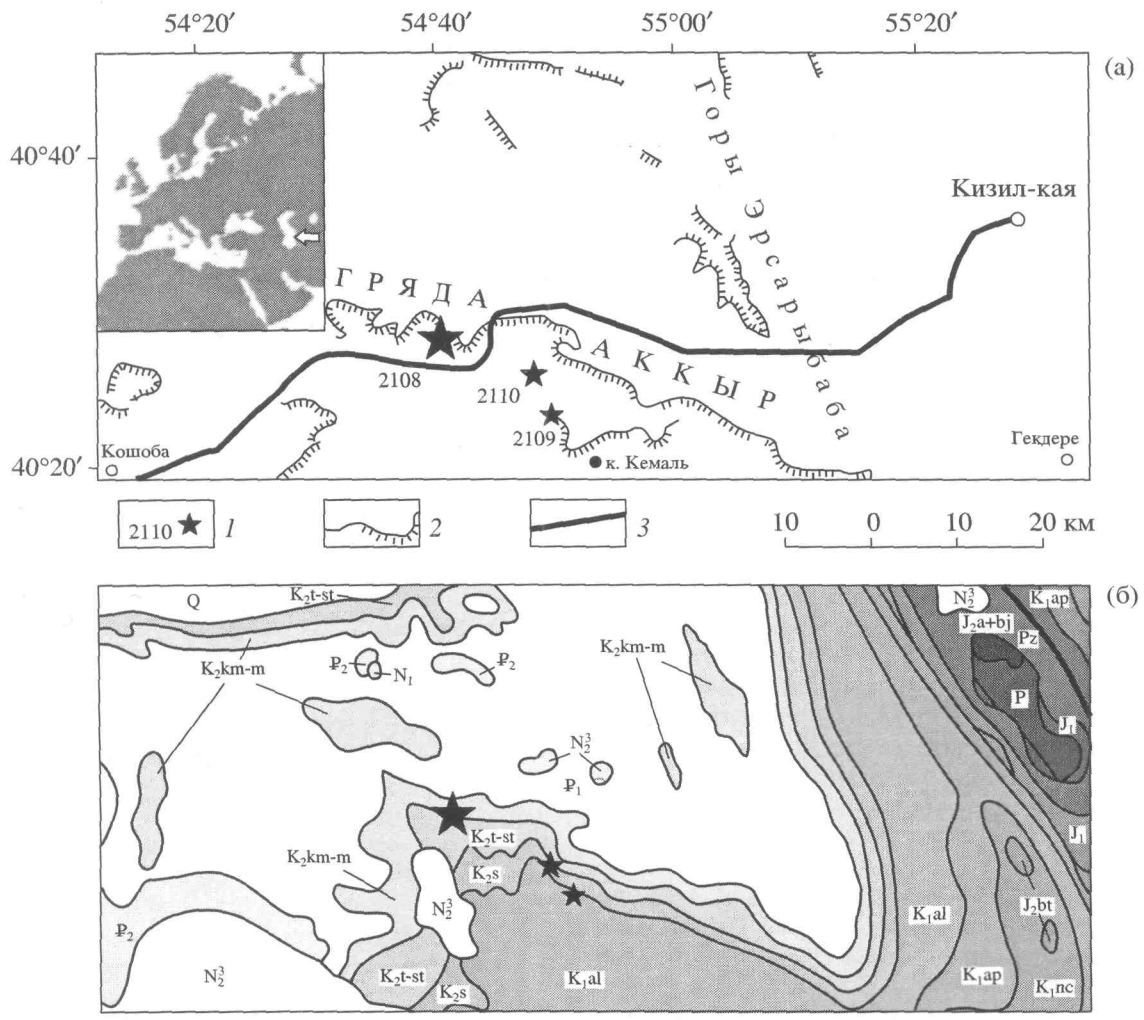


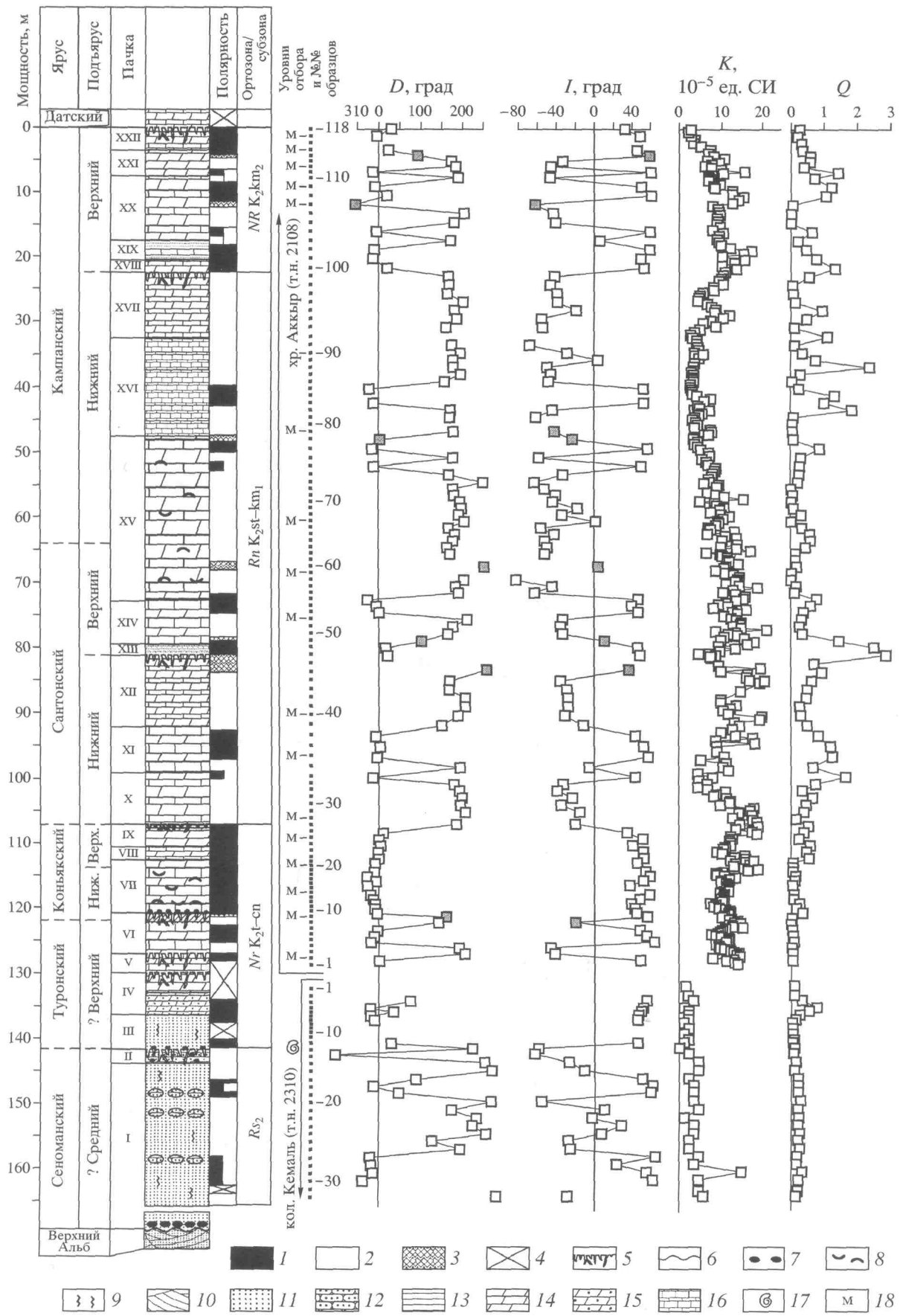
Рис. 1. Топографическая (а) и геологическая (б) схемы района исследований.
1 – местоположения исследованных естественных обнажений и номера точек наблюдения; *2* – обрывы; *3* – автодорога.

основание (?) нижнего коньяка) представлены ритмичным чередованием зеленовато-серых мергелей, белых и розоватых известняков. В кровле пачки VI присутствует поверхность зрелого ТД, фосфатизированного и обохренного, являющаяся маркирующим горизонтом. Пачки VIII–IX (верхний коньяк) сложены чередованием бурых, зеленых, красных мергелей и кирпично-красных известняков. Пестроцветные пачки X–XII (нижний сантон) образованы переслаиванием зеленых, бурых, красных, розовых, белых, пятнистых мергелей и плотных розовых, белых, серо-белых известняков. Пачки XIII (плотные красные и розовые известняки с тонкими прослоями глин), XIV (чередование красных и пятнистых мергелей с розовыми (до красных) известняками) и низы пачки XV (чередование белых, зеленоватых, розовых мергелей и белых, розовых известняков) соответствуют верхнесантонскому подъярусу. Верхи пачки XV, пачка XVI, сложенная плотными белыми и светло-серыми известняками, образующими характерный карниз на склонах хр. Аккыр, и пачка XVII, представленная переслаиванием белых известняков и серо-зеленых мергелей, отнесены к нижнему кампану. Пачки XVIII–XXII (чередование розовых мергелей, розоватых, светло-серых, белых известняков и зеленоватых известковых глин) принадлежат верхнему кампану. Выше залегают мергели палеоцена. Суммарная мощность разреза – около 170 м.

Обсуждение проблем зонального расчленения турон-кампанских отложений данного района и подробное геологическое описание разреза будет предметом специальной статьи.

МЕТОДИКА РАБОТ

В районе кол.Кемаль отобраны палеомагнитные образцы с 32, а в обнажении на хр. Аккыр (г. Кыр) – со 118 стратиграфических уровней. Ин-


Мощность, м
Ярус
Подъярус
Пачка
Полярность
Ортозона/субзона
Уровни отбора и №№ образцов
D, град
I, град
K, 10⁻⁵ ед. СИ
Q
Датский
Кампанский
Сантонский
Коньякский
Туронский
Сеноманский
Верхний Альб
Верхний
Нижний
Верх.
Ниж.
? Верхний
? Средний
XXII
XXI
XX
XIX
XVIII
XVII
XVI
XV
XIV
XIII
XII
XI
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
II
I
NR K2km2
Rn K2st–km1
Nr K2t–cn
Rs2
хр. Аккыр (т.н. 2108)
кол. Кемаль (т.н. 2310)
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

тервал отбора в разрезе Кемаль варьировал от 0.5 до 1 м, а в разрезе Аккыр – от 1 до 1.2 м (рис. 2). Отбор образцов проводился совместно с геологическим описанием разреза и отбором проб для палеонтологических определений. С каждого уровня брался один палеомагнитный штуф, который затем распиливался на 3–4 кубика с ребрами 20 мм. В обнажении хр. Аккыр (турон-кампан) проводились детальные измерения магнитной восприимчивости (K), с интервалом 20 см, по 5 замеров K на каждом уровне.

В лабораторных условиях палеомагнитные образцы подвергались стандартному комплексу исследований [Палеомагнитология, 1982; Молостовский, Храмов, 1997]: измерения K и естественной остаточной намагниченности (ЕОН, J_n); временные и температурные магнитные чистки; снятие кривых нормального намагничивания, с последующими замерами остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и определением полей насыщения (H_s), коэрцитивной силы (H_{cr}); термомагнитный и дифференциальный термомагнитный анализ (ТМА и ДТМА).

Измерения остаточной намагниченности проводилось на спин-магнитометре JR-4, магнитной восприимчивости – на приборах ИМВ-2 (в лаборатории) и КТ-5 (в полевых условиях). Кривые терморазмагничивания (ТМА) сняты по индуктивной намагниченности (J_i) на установках "магнитные весы" в лаборатории НИИ Геологии СГУ (по магнитным вытяжкам, в поле 70 мТл) и в геофизической обсерватории "Борок" ОИФЗ РАН (по несепарированным пробам, в поле 400 мТл).

Временные чистки заключались в выдержке всех образцов в течение месяца в трехслойных пермаллоевых контейнерах. Температурные чистки осуществлялись в печи конструкции В.П. Апарина. Нагревы для всех образцов проводились последовательно в диапазоне от 100 до 350–550°С, с шагом в 50°С, в течение 1–2 часов. Для учета возможного подмагничивания, из каждого штуфа в печь ставилось 2 кубика с взаимно противоположной ориентировкой по двум составляющим вектора J_n. Дальнейшие нагревы прекращались в случае, если величина остаточной намагниченности становилась сравнимой с пороговой чувствительностью прибора. Результаты палеомагнитных измерений исключались из дальнейшего рассмотрения, если в процессе чисток не удавалось, хотя бы частично, разрушить вторичную компоненту J_n, совпадающую по направлению с современным геомагнитным полем, или фиксировалось лабораторное подмагничивание. (В последнем случае траектории палеомагнитных векторов на стерепроекциях существенно различались в кубиках-дублях, а величина ЕОН, как правило, возрастала в несколько раз). По этим причинам были забракованы определения по 7 штуфам из обнажения Кемаль и 11 – из обнажения Аккыр.

Компонентный анализ проводился с помощью диаграмм Зийдервельда и стереографических изображений траекторий J_n в ходе чисток. После серии чисток проекции палеомагнитных направлений, соответствующие N-полярности, сконцентрировались в северных румбах нижней полусферы, а направления, соответствующие R-полярности, – в южных румбах верхней полусферы (рис. 3а). Вектора с аномальными направлениями предполагались соответствующими переходным зонам, если они были приурочены к границам разнополярных магнитозон, или экскурсам, если находились внутри монополярной зоны, при условии полного разрушения всех компонент ЕОН, кроме стабильной, что фиксировалось по диаграммам Зийдервельда. При статистических расчетах, проводимых отдельно для N- и для R-выборок, аномальные направления не учитывались. Для результирующей выборки с каждого стратиграфического уровня брался один палеомагнитный вектор, который осреднялся по кубикам-дублям, если конечные результаты чисток по ним были близки. В противном случае, результат брался по кубику, где качество диаграмм Зийдервельда было лучше.

Выборки результирующих векторов ЕОН тестировались на соответствие распределению Фишера по методике, предложенной М.Л. Баженовым и П.К. Рябушкиным [1978]. Соответствие фишеровскому распределению служит признаком однокомпонентной намагниченности со случайными отклонениями ее направления от среднего; процедуры вычисления кучности, овала доверия вокруг среднего, проверок гипотез о равенстве средних направлений или кучности и т.д. корректны только в том случае, если исходная совокупность является распределением Фишера [Баженов, Рябушкин, 1978; Палеомагнитология, 1982].

Для обоснования древней природы (первичности) выделенных компонент намагниченности применение стандартных полевых тестов складки и

Рис. 2. Магнитостратиграфический разрез сеноман-сантонских отложений Туаркыра. Нумерация пачек по описанию Е.Ю. Барабошкина.

Полярность: прямая (*1*), обратная (*2*); *3* – "переходные" зоны, соответствующие аномальным направлениям; *4* – отсутствие данных о полярности; *5* – поверхности "твердого дна"; *6*– поверхности размыва; *7* – фосфориты; *8* – раковинный детрит; *9* – биотурбации; *10* – косая слоистость; *11* – рыхлые песчаники; *12* – плотные песчаники; *13* – карбонатные глины; *14* – мергели; *15* – песчанистые мергели; *16* – известняки; *17* – находки аммонитов; *18* – микрофаунистические пробы.

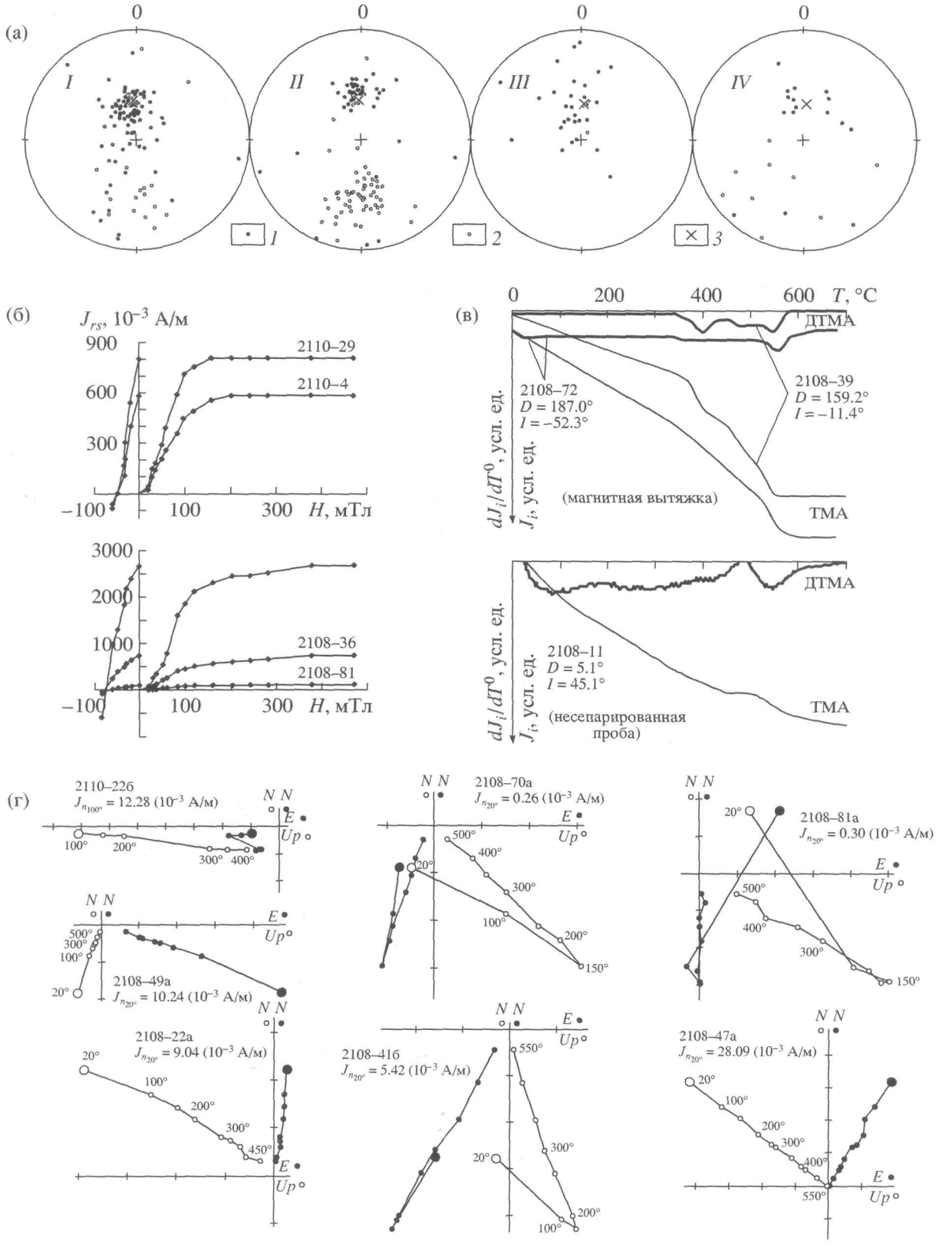


Рис. 3. Результаты магнито-минералогического и компонентного анализов: (а) – стереографическое изображение векторов ЕОН после временных (I, III) и температурных (II, IV) чисток в обнажении хребта Аккыр (I, II) и колодца Кемаль (III, IV). Проекции векторов: в горизонтальной (1) и вертикальной (2) плоскости; на нижнюю (3) и верхнюю (4) полусферу; 5 – направление современного геомагнитного поля ("крест перемагничивания"); (б) – кривые магнитного насыщения; (в) – кривые ТМА и ДТМА; (г) – диаграммы Зийдервельда.

Таблица 1

	№№ литологических пачек и их возраст														
	I–III s-$t_{(?)2}$		IV–VI $t_{(?)2}$–cn_1		VII–IX cn	X–XII st_1		XIII–XV st_2–km_1		XVI–XVII km_1	XVIII–XXII km_2		IV–IX t–cn	X–XXII st–km	
	N	R	N	R	N	N	R	N	R	R	N	R	N	R	N
$D°$	356.3	193.2	11.7	185.8	2.3	4.0	197.1	7.6	194.4	187.0	15.2	192.4	0.6	187.9	9.9
$I°$	57.0	–29.1	56.4	–39.4	48.6	49.9	–26.6	49.1	–45.8	–43.2	53.5	–34.8	48.2	–46.5	49.8
k	13.1	3.4	24.3	7.0	60.4	95.0	19.2	44.2	13.9	17.8	34.1	13.5	44.0	40.0	47.4
a_{95}°	10.7	21.9	10.7	30.5	4.7	7.2	8.9	8.0	8.4	8.2	7.6	15.5	8.0	4.3	5.9
n	13	12	7	3	15	4	13	7	20	16	10	6	7	26	12
$S°$	149.7		162.6			154.6		174.3			161.2			176.4	
$V_{n(D)}$	1.23	2.08	1.48		0.81		0.88	0.92	1.07	1.03	1.12		0.82	0.84	0.96
$V_{n(I)}$	0.56	0.30	0.39		0.55		0.01	0.78	0.01	0.01	0.65		0.77	0.04	0.87
													H_{cr} = 40.4–141.0 (мТл)		

Полярность: N – прямая, R – обратная; $D°$, $I°$ – среднее палеомагнитное направление; k – межпластовая кучность; a_{95}° – альфа 95; n – число образцов; $S°$ – расстояние между средними N- и R-векторами; критерии для оценки соответствия распределению Фишера [Баженов, Рябушкин, 1978]: $V_{n(D)}$ – для азимутального, $V_{n(I)}$ – для радиального распределений; H_{cr} – коэрцитивная сила. Ярусы: s – сеноманский, t – туронский, cn – коньякский, st – сантонский, km – кампанский.

галек было невозможно из-за отсутствия соответствующих предпосылок. Поэтому основное внимание уделялось анализу зависимостей палеомагнитных характеристик от литолого-минералогических и петромагнитных признаков и традиционному магнитостратиграфическому критерию внешней сходимости.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Исследованные породы обладают слабой магнитной восприимчивостью (4–24 × 10^{-5} ед. СИ). Величина J_n после временной чистки варьирует в более широких пределах – от 0.04 до 22.8 × 10^{-3} А/м. Рассчитанный с ее помощью параметр Кенигсбергера – фактор Q изменяется от 0.01 до 2.85 (рис. 2).

Термомагнитный анализ проводился для 10 образцов с разной полярностью J_n, взятых из различных литологических типов пород. Результаты ТМА и ДТМА свидетельствуют о наличии Fe_3O_4, которое определяется по спаду намагниченности в области 550°С (рис. 3в). Природные магнетиты, сравнительно редко имеют точку Кюри (T_c) чистого Fe_3O_4 (578°С). Гораздо чаще, из-за различных изоморфных примесей в кристаллической структуре магнетита происходит заметное занижение T_c. Тонкая структура минерала и его выветривание находят отражение в потере намагниченности в широком температурном диапазоне. При выветривании магнетит нередко сопровождается маггемитом и видимый спад намагниченности в области 400–500°С обязан присутствию этого вторичного ферромагнетика [Буров, Ясонов, 1979]. Поэтому пик на кривой ДТМА, полученной по магнитной вытяжке из образца 2108–39, в районе 400°С (рис. 3в) может быть связан с маггемитом.

Магнитному насыщению было подвергнуты образцы со 115 стратиграфических уровней. Данные искусственного намагничивания (рис. 3б) указывают на повсеместное присутствие в породах фазы, которая характеризуется, в основном, величинами H_s = 200–400 мТл и H_{cr} = 40–150 мТл. Такие значения параметров насыщения типичны для тонкодисперсного или частично окисленного магнетита [Третяк, 1983], хотя могут встречаться и у других минералов. Однако, то обстоятельство, что стабильная компонента намагниченности сохраняется вплоть до 550°С, отвергает предположение о гидроокислах железа, маггемите и других ферромагнетиках, как о носителях намагниченности стабильной составляющей. Наличие гематита не зафиксировано ни на одной кривой ДТМА. Поэтому по совокупности опытов нормального намагничивания и термомагнитного анализа, магнетит следует признать наиболее вероятным носителем стабильной компоненты намагниченности.

В палеомагнитном отношении разрез верхнего мела Туаркыра отчетливо подразделяется на две неравноценные части, совпадающие с делением разреза по литологическому признаку: с низкой стабильностью намагниченности – песчанистую (пачки I–III сеноманского (+турон?) возраста) и высокой стабильностью намагниченности – карбонатно-глинистую (пачки IV–XXII – турон-кампан). На большинстве диаграмм Зийдервельда по образцам из сеноманских песчаников прямые,

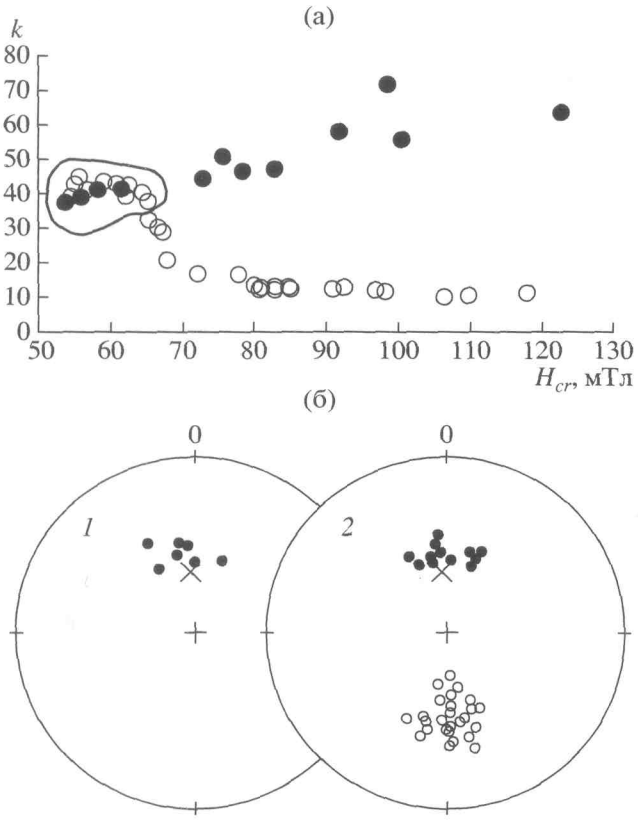


Рис. 4. (а) – зависимость кучностей палеомагнитных векторов (пустые кружки соответствуют *R*-, а залитые – *N*-полярности) от H_{cr}. Контуром обведена область, где значения кучностей для *R*- и *N*-направлений близки (38.0 – 44.9); (б) – стереограммы векторов J_n, соответствующих области низких значений H_{cr}: для турона-коньяка (1) и сантона-кампана (2). Условные обозначения на рис. 3.

фиксирующие изменения вектора в районе высоких температур, не стремятся к центру координат (рис. 3г, обр. 2110–22б). Такая ситуация может быть обусловлена неполным разрушением вторичной (низкотемпературной) компоненты J_n, в связи с чем результирующие выборки векторов характеризуются низкими межпластовыми кучностями, плохо согласуются с гипотезой о фишеровском распределении, а разница между средними значениями палеомагнитных направлений, соответствующих *R*- и *N*-полярности, существенно отличается от 180° (табл. 1). Карбонатно-глинистые турон-кампанские отложения (т.н. 2108) характеризуются лучшим качеством палеомагнитного сигнала. В основном в них зафиксирован двухкомпонентный состав ЕОН: первая компонента, полностью разрушается при температурах 150°–200°С и, судя по ее близости к направлению перемагничивания современным полем, связана с продуктами окисления магнетитовых зерен; вторая – стабильная, сохраняется вплоть до 550°С и, вероятно, имеет древнюю природу (рис. 3г). Межпластовые кучности в туроне-кампане в 3–5 и более раз выше, чем в сеномане, а средние турон-кампанские палеомагнитные направления для *N*- и *R*-полярности близки к антипараллельным (табл. 1).

Учитывая большие различия по степени палеомагнитной надежности, подход к тестированию на первичность результирующих векторов J_n для песчанистой (сеноманской) и карбонатно-глинистой (турон-кампанской) части разреза был различным. В сеноманском интервале проверялась только независимость знака полярности от литолого-минералогических и петромагнитных особенностей и применялся критерий внешней сходимости. В турон-кампанском интервале, помимо этого, исследованы зависимости кучностей (k), палеомагнитных наклонений (I), расстояний между палеомагнитным вектором и направлением перемагничивания современным полем (Δ) от петромагнитных характеристик (k, J_{rs}, H_{cr}).

Палеомагнитная статистика рассчитана отдельно для совокупностей пачек, характеризующихся сходной литологией и близким возрастом (табл. 1). Из анализируемых совокупностей исключены 7 аномальных направлений (6 из них приурочены к границам магнитозон, 1 находится внутри *R*-зоны, рис. 2). В пределах пачек IV–XXII (турон-кампан) явных зависимостей палеомагнитных характеристик от возраста отложений и литологических особенностей пород не наблюдается.

Турон-кампанские породы (пачки IV–XXII) нельзя корректно разделить на обособленные литотипические группы (карбонатные глины, мергели, известняки) без специального дорогостоящего химического анализа. Это обстоятельство лишает возможности проанализировать зависимость палеомагнитных кучностей и наклонений от концентраций терригенного (карбонатного) материала в породах. Однако сопоставление палеомагнитных кучностей с величинами коэрцитивной силы обнаружило очевидные закономерности (рис. 4а): максимальные кучности[2] для *R*-направлений (38.0–44.9) соответствуют минимальным H_{cr}, а минимальные k (10.0–13.4) – максимальным H_{cr}. Для *N*-направлений наблюдается обратная картина. Коэффициенты линейной корреляции между значениями кучностей и H_{cr} (и для *R*-, и для *N*-полярности) значимы на уровне 0.01 (табл. 2). Показательно, что величины кучностей для разнополярных векторов практически совпадают в

[2] Процедура расчета кучностей, в зависимости от H_{cr}, проводилась следующим образом: все палеомагнитные направления были упорядочены по возрастанию соответствующих им H_{cr}. Кучности рассчитывались по скользящему окну размером 15 образцов, с шагом в один образец. Из-за ограниченного числа образцов, на которых проводились опыты нормального насыщения, не все палеомагнитные направления участвовали в данном анализе.

области малых значений H_{cr} (рис. 4а). Стереографическое изображение векторов, соответствующих этой области (обведенной контуром на рис. 4а), дано на рис. 4б.

H_{cr} возрастает с увеличением интенсивности окисления (мартитизации) магнетитовых зерен и/или уменьшением их размерности. В условиях аридного климата Туркмении в естественных обнажениях, в той или иной степени, окислены все частицы Fe_3O_4, и, следовательно, в каждом образце присутствует доля вторичной химической компоненты (J_{rc}). Закономерное занижение кучностей у *R*-векторов, соответствующих высоким значениям H_{cr}, обусловлено более значительным вкладом J_{rc} в суммарную ЕОН, чем в образцах с малыми H_{cr}. У нормальнонамагниченных образцов в области высоких значений H_{cr} кучность палеомагнитных направлений за счет превалирования J_{rc} напротив, возрастает, потому что из-за близости направлений J_{rc}, совпадающей с современным полем, и стабильной составляющей J_n, соответствующей *N*-полярности, их трудно разделить при компонентном анализе. Если эта модель справедлива, то для обеих полярностей между параметрами H_{cr} и I должна быть прямая корреляция, а между H_{cr} и Δ – обратная, что и наблюдается в действительности (табл. 2). Очевидно, что наиболее "чистые" палеомагнитные вектора как той, так и другой полярности, сосредоточены в области низких значений H_{cr}, где им соответствуют примерно одинаковые кучности – от 38.0 до 44.9 (рис. 4а). Рассчитанная для этих векторов палеомагнитная статистика приведена в трех крайних правых столбцах табл. 1. Средние палеомагнитные направления для разнополярных групп в сантон-кампанском интервале (пачки X–XXII) практически антипараллельны, т.к. средние векторы по *N*-выборке и обращенной на 180° *R*-совокупности статистически неотличимы. Тест С.В. Шипунова [1993] на равенство средних направлений двух совокупностей положителен на уровне значимости (p) 0.01 (статистика $F_2 = 0.12$ меньше критерия $(1/p)^{1/(N-2)} - 1 = 0.14$). Предварительно было проверено выполнение условия равенства кучностей этих выборок при $p = 0.01$ (статистика $k_1/k_2 = 1.18$) [Шипунов, 1993].

Анализ зависимостей K, I и Δ от K и J_{rs}, показывает, что для *R*-направлений имеет место значимая обратная корреляция для пар $K - \Delta$, $J_{rs} - \Delta$, $K - k$, $J_{rs} - k$ и значимая положительная – для пар $K - I$, $J_{rs} - I$ (табл. 2). Величина остаточной намагниченности насыщения определяется, главным образом, концентрацией ферромагнетиков. При значениях магнитной восприимчивости до 20×10^{-5} ед. СИ (что и наблюдается в исследуемом разрезе) вклад парамагнетиков в величину K может быть значительным. Однако если бы он был определяющим, то характер взаимосвязей палеомагнитных характеристик с K и J_{rs} был бы разный. В действительности, он одинаковый (табл. 2), что может расцениваться как свидетельство того, что вариации магнитной восприимчивости, в данном случае, обусловлены, в основном, изменениями в содержаниях ферромагнитного материала. То обстоятельство, что наиболее высокие кучности для *R*-направлений наблюдаются в области минимальных значений K и J_{rs}, означает, что наиболее "чистые" стабильные компоненты ЕОН приурочены к слабомагнитным образцам, которые, как показывает визуальный анализ, представлены в основном известняками. Вероятно, в плотных известняках магнетитовые зерна подвержены окислению в минимальной степени. К тому же, как показано М.Л. Баженовым [1983], палеомагнитное наклонение в известняках практически не занижено, потому что они почти не подвержены уплотнению на стадии диагенеза. Правомерно предположить, что мартитизация магнетитовых зерен более интенсивна в терригенных разностях, чем в карбонатных. Окисление ферромагнетиков незначительно снижает величину K и J_{rs}, но в то же время приводит к образованию жесткой химической компоненты намагниченности. С этой точки зрения низкие кучности для *R*-направлений, наблюдаемые в более сильномагнитных мергелях и глинах, – закономерны. Для векторов же, соответствующих *N*-полярности, кучности должны увеличиваться с ростом K и J_{rs} за счет усиления влияния J_{rc}. Фактические данные подтверждают наличие сильной положительной корреляции в *N*-выборках для пар $K - k$, $J_{rs} - k$ (табл. 2). Однако для пар $K - \Delta$, $J_{rs} - \Delta$, $K - k$, $J_{rs} - k$, $K - I$, $J_{rs} - I$ коэффициенты линейных корреляций незначимы (даже на уровне значимости 0.10: табл. 2). Воз-

Таблица 2

Петромагнитные параметры	*R*-полярность		*N*-полярность	
	n	коэфф. линейной корреляции	n	коэфф. линейной корреляции
H_{cr}–k	32	–0.87	13	0.89
H_{cr}–I	46	0.31	27	0.40
H_{cr}–Δ	46	–0.40	27	–0.34
K–k	44	–0.32	31	0.80
J_{rs}–k	32	–0.42	13	0.92
K–I	56	0.32	44	–0.24
J_{rz}–I	46	0.30	27	–0.13
K–Δ	56	–0.34	44	–0.06
J_{rs}–Δ	46	–0.30	27	–0.07

k – межпластовая кучность, Δ – расстояние между палеомагнитным вектором и направлением перемагничивания современным полем, I – палеомагнитное наклонение, K – магнитная восприимчивость, J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения, H_{cr} – коэрцитивная сила, n – количество образцов.

можно, нечувствительность корреляционного теста в данном случае связана с малым отличием палеомагнитного направления от вектора современного геомагнитного поля, сравнимым с погрешностью определения стабильной компоненты J_n.

Подводя итог результатам исследований, обобщим признаки, которые согласуются с предположением о древнем возрасте J_n.

1. Инверсия геомагнитного поля – явление планетарного масштаба. В стратиграфически полных разрезах, при условии первичности намагниченности, вероятность совпадения палеомагнитных границ с рубежами, обусловленными местными и региональными факторами, не очень велика. Поэтому гипотезе о связи знака J_n с режимом древнего поля лучше соответствует независимость магнитозон от литолого-минералогических признаков, чем совпадение смены литологии со сменой полярности. В исследуемом разрезе индифферентность знака полярности к границам литологических пачек и другим признакам, отражающим различные особенности вещественного состава (карбонатность, цвет пород, петромагнитные параметры и др.), очевидна (рис. 2).

2. Обоснование ориентационной (посториентационной) природы намагниченности тождественно обоснованию первичности последней. В исследуемом разрезе наблюдаются некоторые закономерности, которые более характерны для детритной ЕОН и, чем для J_{rc}:

– Породам присущи, в основном, невысокие значения фактора Q – сотые и десятые доли единицы. В породах, где надежно установлен аутигенный генезис носителей минералов-носителей намагниченности, значения Q, как правило, близки к 1 или намного больше [Третяк, 1983; Молостовский, Храмов, 1997; Гришанов, 1996 и др.]. В исследуемом разрезе значения $Q > 1$ зафиксированы только на 15 уровнях и с равной долей вероятности характерны как для N-, так и для R-полярности. Даже если отбраковать палеомагнитные определения, которым соответствует $Q > 1$, то палеомагнитная структура колонки, в целом, не изменится.

– Палеомагнитные межпластовые кучности относительно невысоки – несколько десятков (табл. 1).

– Подмеченные зависимости k, I, Δ от H_{cr} (рис. 4а, табл. 2) могут быть объяснены с точки зрения наличия первичной компоненты J_n или метахронной биполярной компоненты намагниченности, направление которой искажается в образцах с интенсивно окисленными зернами магнетита за счет неполного разрушения J_{rc}.

– Наиболее удовлетворительные палеомагнитные результаты тяготеют к слабомагнитным известнякам, что хорошо согласуется с моделью посториентационного (диагенетического) образования намагниченности.

3. Отличие средних направлений палеомагнитных векторов, соответствующих прямой и обратной полярности, как по всему разрезу (за исключением пачек I–III, где стабильные компоненты явно недочищены), так и по отдельным интервалам близко к 180°. Для выборок, состоящих из наиболее "чистых" компонент, средние направления практически антипараллельны. Наличие в разрезе направлений двух полярностей, различие средних разнополярных векторов на 180° (в пределах погрешности) и равенство кучностей в N- и R- совокупностях традиционно считаются весомыми признаками качества палеомагнитных определений и аргументами в пользу первичности намагниченности (тест инверсий) [Молостовский, Храмов, 1997; Van der Voo, 1993].

Каждый в отдельности из вышеперечисленных признаков не является доказательством первичности, однако в совокупности они удовлетворяют гипотезе о первичности намагниченности, в большей степени, чем другим предположениям, например, о биполярной метахронной J_n.

Важнейшим фактором, свидетельствующим в пользу древней природы намагниченности, является "критерий внешней сходимости", т.е. идентичность палеомагнитной структуры одновозрастных отложений в ряде разных (по возможности, удаленных) разрезов. Чем более различаются сопоставляемые разрезы по литолого-фациальным характеристикам и геоструктурной принадлежности, тем более ценен признак внешней сходимости, как доказательство первичности J_n. В целом палеомагнитная структура Туаркыра хорошо согласуется с данными по верхнему мелу других регионов (рис. 5), что составляет предмет обсуждения следующего раздела.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеомагнитная колонка разреза ранжируется на субзону обратной полярности Rs_2, приуроченную к среднему(?) сеноману (пачки I–II), и 3 ортозоны: нижнюю – преимущественно прямой ($NrK_2t - cn$), среднюю – преобладающей обратной ($RnK_2st - km_1$) и верхнюю – переменной (NRK_2km_2) полярности, которые соответствуют верхнему(?) турону-коньяку (пачки III–IX), сантону-нижнему кампану (пачки X–XVII) и верхнему кампану (пачки XVIII–XXII), соответственно. Проведенное ниже магнитостратиграфическое сопоставление верхнего мела разных регионов (рис. 5) позволяет идентифицировать ряд выделенных на Туаркыре магнитозон с известными палеомагнитными подразделениями, а также уточнить стратификацию разреза и объем перерывов в осадконакоплении.

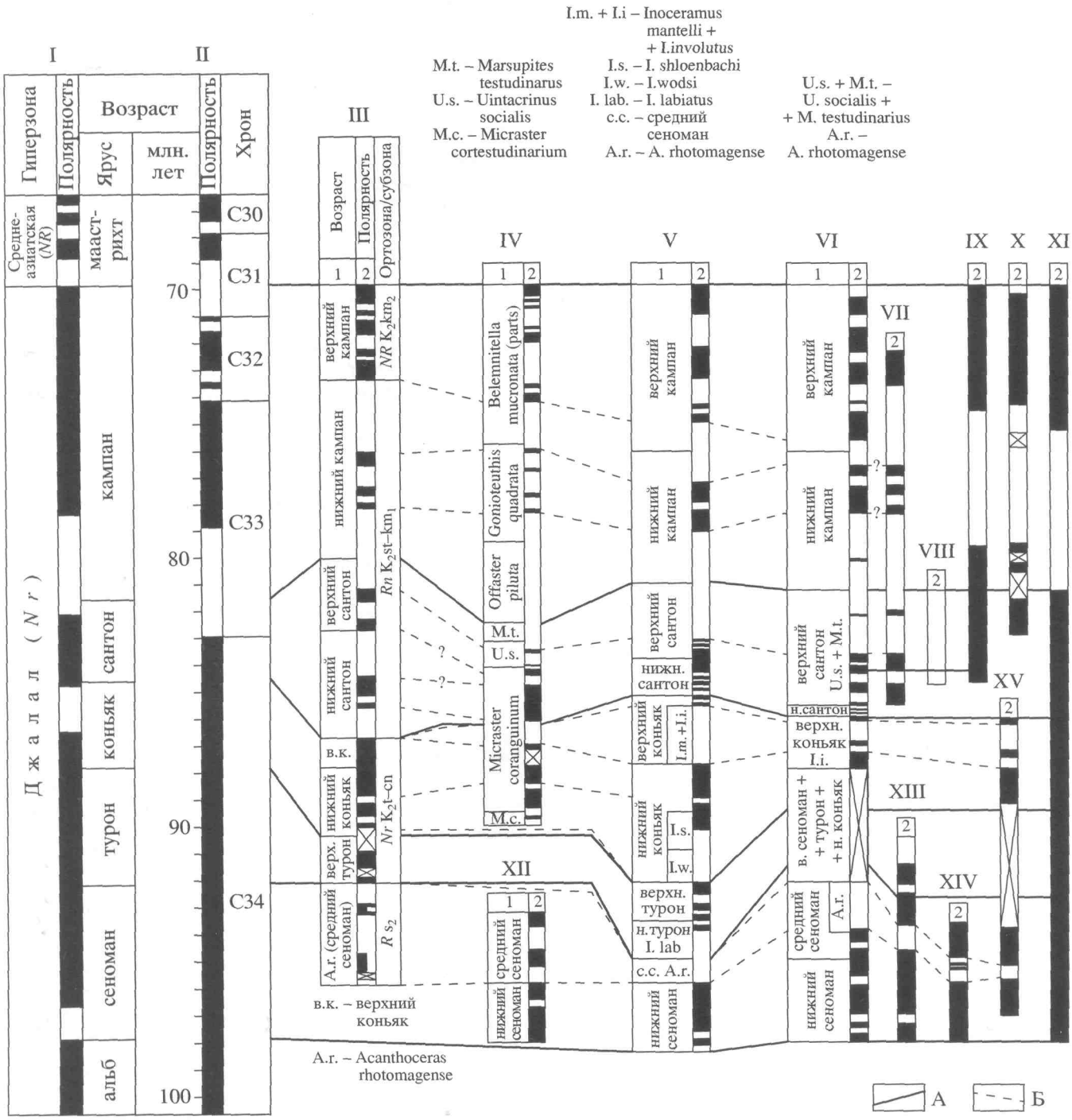


Рис. 5. Сопоставление магнитостратиграфических данных по сеноману-кампану. I – магнитостратиграфическая шкала [Молостовский, Храмов, 1984]; II – магнитохронологическая шкала [Gradstein, Ogg, 1996]; III – Туаркыр (настоящая работа); IV – Южная Англия [Montgomery et.al., 1998]; V – Северный Кавказ – сводный разрез с. Аймаки (Дагестан) и р. Басс (Чечня) [Фомин, Еремин, 1993; Фомин, Еремин, 1999; Фомин, 2000]; VI – Западный Копетдаг – сводный разрез ущелья Канавчай (Казанджик), п.Кара-кала и родника Камышлы (Кизыл-Арват) [Еремин и др., 1995; Фомин, Еремин, 1999; Фомин, Молостовский, 2001]; VII – Юго-Западная Альберта (Канада) [Leahy, Lerbekmo, 1995]; VIII – Нижнее Поволжье – разрез с.Нижняя Банновка [Pechersky et.al., 1983]; IX – Южные Альпы (Италия) [Channel, Medizza, 1981]; X – Апеннины [Lampert et. Al., 1997]; XI – Южные Альпы (Италия) и Апеннины – сводный разрез [Lowrie et.el., 1980]; XII – Рурская область (Германия) – сводный разрез [Hambach, Krumsiek, 1989]; XIII – Юго-Запад Марокко – сводный разрез [Krumsiek, 1982]; XIV – Южные Альпы (Италия) [Vandenberg, Wonders, 1980]; XV – Чукотка – разрез бухты Угольная [Пергамент и др., 1971].

(А) – линии корреляции ярусных границ; (Б) – линии палеомагнитных корреляций. Условные обозначения полярности на рис. 2.

Субзона Rs_2, очевидно, является аналогом среднесеноманской *R*-субзоны, установленной ранее в пределах зоны A. rhotomagense на Северном Кавказе (рис. 5-V) и Копетдаге (рис. 5-VI). Нормальная полярность, соответствующая пачкам III, IV, свидетельствует, скорее, об их принадлежности к верхнему турону, поскольку нижний турон характеризуется крупной *R*-субзоной (рис. 5-V). Две сближенные маломощные зоны обратного знака в пределах пачки IV могут соответствовать верхнетуронской *r*-микрозоне (рис. 5-V) или/и нижнеконьякской *R*-субзоне, выявленных в Дагестане (рис. 5-VI). Более предпочтительным представляется последний вариант корреляции, потому что в низах коньяка Южной Англии также зарегистрированы *R*-интервалы (рис. 5-IV). С этой точки зрения туаркырские пачки VI–VII должны быть отнесены к нижнеконьякскому подъярусу. Аналоги верхнеконьякской (Клюевской) *R*-субзоны в исследованном разрезе, однозначно, отсутствуют из-за размыва иноцерамовых зон I. labiatus и, частично, I. mantelli. Ортозона $RnK_2st - km_1$, безусловно, соответствует аномалии 33 (Кульджинской *R*-ортозоне) (рис. 5-I, II), поскольку сведений о других крупных *R*-интервалах в сантоне-кампане нет. К настоящему времени общепризнано, что обратная полярность свойственна как низам кампана, так и верхам сантона. Этот факт подтверждается данными по Канаде (рис. 5-VII), Европейской России (рис. 5-VIII) и нашел отражение в последних вариантах магнитохронологических шкал (рис. 5-II). Полученные данные о преобладании *R*-полярности в нижнем сантоне противоречат известным магнитостратиграфическим сведениям по разрезам Северного Средиземноморья (рис. 5-IX, X, XI), но принципиально согласуются с данными о знакопеременной зональности низов сантона Англии, Кавказа и Копетдага (рис. 5-IV, V, VI). Корреляция ортозоны NRK_2km_2 не вызывает затруднений. Верхи кампана повсеместно характеризуются сложной палеомагнитной зональностью. При сопоставлении верхов кампана Туаркыра и Южной Англии (рис. 5-III, IV) обращает на себя внимание несомненное сходство палеомагнитных колонок. Вероятными аналогами NRK_2km_2 в махнитохронологической шкале являются хроны *C*32 и, частично, *C*31 (рис. 5-II).

Таким образом, магнитостратиграфические данные по турону-кампану Туаркыра хорошо согласуются с аналогичными материалами по одновозрастным отложениям Копетдага, Северного Кавказа, Южной Англии. Наличие инверсий в сеномане, туроне и коньяке подтверждается также материалами по Чукотке, Германии, Южным Альпам, Северной Африке (рис. 5-XII, XIII, XIV, XV).

Существенные расхождения в представлении о палеомагнитной структуре сеноман-кампанского участка возникают при сопоставлении туаркырского разреза с разрезами Северного Средиземноморья, на калибровке которых с последовательностью линейных аномалий базируются современные магнитохронологические шкалы. В них сеноману-сантону соответствует исключительно прямая полярность (рис. 5-IX, X, XI). Однако "эталонные" разрезы расположены в зоне интенсивных тектонических дислокаций и имеют признаки метаморфизации пород, что повышает вероятность регионального перемагничивания пород. Кроме того, для их расчленения используются преимущественно фораминиферовая и нанопланктонная шкалы, увязка которых с аммонитовым и белемнитовыми шкалами не всегда однозначна. Объем статьи не позволяет обсудить причины, по которым ряд сеноманских-сантонских инверсий может не регистрироваться в линейных аномалиях, но это достаточно подробно проанализировано в ряде работ [Природа магнитных аномалий..., 1996; Городницкий, 1998; Гордин, 2000 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом проведенной работы является обоснование более сложной палеомагнитной структуры сеноман-кампанского участка шкалы по сравнению с традиционными представлениями. Подтверждено существование среднесеноманской *R*-субзоны, наличие инверсий в коньяке и преобладание обратной полярности в сантоне-кампане. В связи с этим представления о преимущественно монополярном режиме сеноман-кампанского поля и структуре меловой части палеомагнитной шкалы требуют пересмотра. Верхняя граница гиперзоны Джалал и кровля хрона *C*34 должны быть понижены приблизительно до подошвы сантонского яруса. Приведенные сведения, безусловно, требуют дальнейшей проверки и уточнения. В случае их подтверждения, закономерно встает вопрос о корректировке геодинамических моделей, объясняющих причины совпадения "мелового суперхрона нормальной полярности" с различными геологическими событиями планетарного масштаба [Диденко, 1998; Милановский, 1996; Larson, Olson, 1991 и др.].

Авторы благодарны А.Ю. Куражковскому, сделавшему термомагнитный анализ образцов в геофизической обсерватории "Борок" ОИФЗ РАН.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 00-05-64773.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев М.М., Павлова М.М., Забелина Т.М. К стратиграфии верхнемеловых отложений Западной Туркмении. Юрские, меловые и палеогеновые отложения запада Средней Азии / Под ред. Алиева М.М. М.: Наука. 1970. С. 64–105.

Баженов М.Л. Изучение зависимости палеомагнитных направлений от литологии в меловых и палеоценовых

отложениях Западного Копетдага // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 8. С. 67–75.

Баженов М.Л., Рябушкин П.К. Применение статистических критериев согласия в палеомагнитных исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 7. С. 100–104.

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Издательство Казанского университета. 1979. 158 с.

Гордин В.М. Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Метюсу. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2000. С. 168–170.

Городницкий А.М. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры в медленно-спрединговых хребтах // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 152–176.

Гришанов А.Н. Об аутигенной магнитной минерализации в отложениях нефтеносных структур Самарского Поволжья. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Тез. докл. Борок, 3–9 июня 1996 г. / Под ред. Диденко А.Н. М.: Издательство ОИФЗ РАН. 1996. С. 30–31.

Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Гребенюк Л.В. Магнитостратиграфия верхнемеловых отложений хребта Аккыр (Туаркыр, Туркмения). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Тез. докл. Борок, 26–30 окт. 1998 г. / Под ред. Щербакова В.П. М.: ГЕОС. 1998. С. 26–28.

Диденко А.Н. Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. 1998. № 5. С. 3–10.

Еремин В.Н., Назаров Х., Рамазанов С.А., Фомин В.А. Магнитостратиграфия опорного разреза верхнего мела Западного Копетдага (Канавчай) // Изв. АН Туркменистана. 1995. № 4. С. 163–169.

Кузнецов В.И., Титова М.В. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Туаркыра. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 2. Геология и нефтегазоносность западной части Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. / Под ред. Луппов Н.П. Л.: Гостоптехиздат. 1961. С. 219–228.

Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое / / Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магнитостратиграфии / 27 МГК. Москва, 4–14 авг. 1994 г. Стратиграфия. Доклады. Т. 1. М.: Наука. 1984. С. 16–23.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Издательство Саратовского университета. 1997. 180 с.

Назаров Х., Мамедов М. Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Туркмении. Ашхабад: Ылым. 1989. 180 с.

Палеомагнитология / Под ред. Храмова А.Н. Л.: Недра. 1982. 312 с.

Пергамент М.А., Печерский Д.М., Храмов А.Н. О палеомагнитной шкале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 3–11.

Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / Под ред. Городницкого А.М. М.: ВНИРО. 1996. 282 с.

Стратиграфический кодекс. С-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ. 1992. 120 с.

Тверская Л.А. Стратиграфическое распределение комплексов ископаемых фораминифер в верхнемеловом разрезе Туаркыра. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 14. Новые данные по геологии западной части Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. / Под ред. Луппов Н.П. Л.: Гостоптехиздат. 1963. С. 172–177.

Третяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наукова думка. 1983. 256 с.

Фомин В.А. Магнитостратиграфия верхнемеловой части гиперзоны Джалал. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Тез. докл. Борок, 25–29 сент. 2000 г. / Под ред. Щербакова В.П. М.: ГЕОС. 2000. С. 63–64.

Фомин В.А., Еремин В.Н. Магнитостратиграфия верхнемеловых отложений южных районов СССР. Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя / Под ред. Кулевой Г.В. и Очева В.Г. Саратов: Издательство Саратовского университета. 1993. С. 134–142.

Фомин В.А., Еремин В.Н. Магнитостратиграфическая корреляция сантон-кампанской *R*-магнитозоны в разрезах Северного Кавказа и Западного Копетдага. Сборник научн. тр. НИИ геологии СГУ. Нов. сер. Вып. 1 / Под ред. Конценебина Ю.П. и др. Саратов: Издательство ГосУНЦ "Колледж". 1999. С. 79–84.

Фомин В.А., Молостовский Э.А. Магнитостратиграфия сеноманских отложений Западного Туркменистана // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 4. С. 62–70.

Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: теория и практика. М.: Наука, 1993. 160 с.

Шрейдер А.А. Магнитная хронология дна океана // Физика Земли. 1998. № 8. С. 23–39.

Channel J.E.T., Medizza F. Upper Cretaceous and Palaeogene magnetic stratigraphy and biostratigraphy from the Venetian (Southern) Alps // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 55. P. 419–432.

Gradstein, F., Ogg, J. A Phanerozoic Time Scale // Episodes. 1996. V. 19. No's 1, 2.

Hambach U., Krumsiek K. Eine magnetostratigraphische Gliederung des oberen Alb und unteren Cenoman aus Kernbohrungen des Ruhrgebietes // Geol. Jb. 1989. A 113. P. 401–425.

Krumsiek K. Cretaceous Magnetic Stratigraphy of Southwest Morocco. Geology Northwest African Continental Margin. Berlin. 1982. P. 475–497.

Lampert S.A., Lowrie W., Hirt A.M., Bernoulli D., Mutti M. Magnetic and sequence stratigraphy of redeposited Upper Cretaceous limestones in the Montagna della Maiella, Abruzzi, Italy // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 150. P. 79–93.

Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 437–447.

Leahy G.D., Lerbekmo J.F. Macrofossil magnetobiostratigraphy for the upper Santonian – lower Campanian interval in the Western Interior of North America: comparisons with European stage boundaries and planctonic foraminiferal zonal boundaries // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 247–260.

Lowrie W., Channel J.E.T., Alvarez W. A review of magnetic stratigraphy Investigations in Creteceous pelagic carbonate rocks // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 3597–3605.

Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A. The Magnetostratigraphy of Coniacian-Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. P. 209–224.

Pechersky D.M., Naidin D.P., Molostovsky E.A. The Santonian-Campanian reversed polarity magnetozone and the Late Cretaceous Magnetostaratigraphical time-scale // Cret. Res. 1983. V. 4. P.251–257.

Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: University press. 1993. 412 p.