

УДК 5503823

МАГНИТОЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ: РАЗРЕЗ КОШАК (МАНГЫШЛАК)

© 2006 г. Д. М. Печерский¹, Д. К. Нургалиев², З. В. Шаронова¹

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

² Казанский государственный университет

Поступила в редакцию 02.06.2005 г.

Проведено детальное петромагнитное изучение отложений из разреза Кошак, захватывающего границу мезозоя и кайнозоя. В результате обнаружено, что породы обладают очень низкой намагниченностью. Относительно повышенной намагниченностью выделяются два маломощных глинистых горизонта, один на границе M/K , второй выше этой границы на 0.6 м: χ до 2.5×10^{-9} м³/кг, M_s до 0.6×10^{-3} Ам²/кг и M_{rs} до 0.4×10^{-3} Ам²/кг. Это связано с относительно повышенными содержаниями гемойльменита (до 0.2%), магнетита (до 0.01%) и "гётита" (до 0.24%) в этих горизонтах. Явно ощущается литологический контроль в распределении этих магнитных минералов (главная приуроченность к прослоям "глин"), что выражается также в соотношении парамагнитного (глинистого) и диамагнитного (карбонатного) вкладов в осадки. Так, прослой "глины" резко выделяется по величине парамагнитной намагниченности ($M_p = 83-86 \times 10^{-5}$ Ам²/кг) среди чисто диамагнитного песчано-мела ($M_d = -26-35 \times 10^{-5}$ Ам²/кг). В отложениях обнаружены незначительные концентрации металлического железа (до -0.002%), распределение которого не подчиняется литологическому контролю, чаще металлическое железо отмечается близ границы M/K , но не в "глинах". Скорее всего, магнетит, гемойльменит и "гётит" накапливались преимущественно вместе с глиной и "другим терригенным материалом, тогда как мелкие частички железа разносились, вероятно, по воздуху. Из совокупности полученных результатов следует, что граница мезозоя и кайнозоя магнитоминералогическими и магнитолитологическими особенностями не выделяется.

PACS: 91.25. Dx

ВВЕДЕНИЕ

Граница мезозоя и кайнозоя (M/K) ярко отразилась в поверхностных и приповерхностных крупных явлениях, таких как существенное вымирание биоты, мощная плюсовая активность (траппы Декана, Северо-Атлантическая вулканическая провинция), импактные явления, выразившиеся в обнаружении в осадках аномальных содержаний иридия, зерен ударно-метаморфизованного кварца, тектитов, в некотором повышении магнитной восприимчивости океанских и морских осадков на границе M/K или близ нее [Веймарн и др., 1998; Грачев, 2000; Назаров и др., 1993; Alvarez et al., 1990; Baulus et al., 2000; Ellwood et al., 2003; Emst, Buchan, 2003; Montanari et al., 1998; Smith et al., 1982 и др.]. Чтобы проанализировать магнитные свойства отложений на границе M/K , необходимо подобрать непрерывно накапливающиеся отложения. Однако, в подавляющем большинстве регионов, включая океаны, на границе M/K обычен перерыв. Так, из большого числа колонок океанских отложений DSDP и ODP только в 36 описаны непрерывные разрезы, захватываю-

щие границу M/K и, как показал их анализ, граница M/K действительно отмечается пиком магнитной восприимчивости, но только в 30% колонок. Более того, в отложениях и мела, и палеогена нередко χ -пики и большей величины, чем на границе M/K , т.е. это не является характерной чертой границы M/K . С другой стороны, есть примеры полного отсутствия χ -пика (около 20% колонок). Высокие значения χ -пика приурочены к эпицентрам активных плюмов, но величины $\chi_{\max}$ даже близ эпицентров плюмов, не уникальны, встречаются и большие. Интервал обогащения осадка магнитным материалом, выражающийся в повышенной восприимчивости, располагается по разному относительно границы M/K , чаще включает биостратиграфическую границу M/K и находится, главным образом, выше нее [Pechersky, Garbuzenko, 2005]. В свою очередь, биостратиграфическая граница M/K занимает разное положение внутри магнитохрона обратной полярности C29r. Учитывая непрерывность осадконакопления, литологическую однородность сходство разрезов, близкую мощность отложений, приходящуюся на этот

хрон, можно говорить о несинхронности биостратиграфической границы *М/К*. Так, различие в положении этой границы на юге южного полушария и в северном полушарии достигает 0.7 миллиона лет [Pechersky, Garbuzenko, 2005]. Подобная несинхронность относится и к эпиконтинентальным карбонатным отложениям, так, например, в непрерывном разрезе Губбио (Италия) граница *М/К* находится выше середины хрона обратной геомагнитной полярности *C29g* [Rocchia et al., 1990], в непрерывном разрезе Тетрицкаро (Грузия) граница *М/К* находится заметно ниже середины хрона *C29r* [Adamia et al., 1993], а в непрерывном разрезе Кызылсай (Мангышлак) эта граница находится близ основания хрона *C29c* [Мбпег, Naidin, 1984]. Приведенные данные исключают связь границы *М/К* и накопления магнитных минералов с одноактным импактным событием.

К сожалению, практически отсутствуют детальные петромагнитные исследования океанских отложений на фанице *М/К*. Мы решили обратиться к более доступным для непосредственного изучения эпиконтинентальным отложениям, ныне обнажающимся на суше, в частности, к прекрасно обнаженным отложениям мела-палеогена полуострова Мангышлак, где в 1980 г. в разрезе Кызылсай, а позднее и в разрезе Кошак, были обнаружены повышенные концентрации иридия в прослое "глин" на фанице *М/К* [Алексеев и др., 1988; Назаров и др., 1983; Найдин, Кияшко, 1989; Sarkaretal, 1992].

Данная статья посвящена детальным магнитолитологическим и магнитоминералогическим исследованиям отложений разреза Кошак. Геологический и каменный материал представлены нам Д.П. Найдиным (геологический факультет МГУ), петромагнитные исследования образцов проведены в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН и палеомагнитной лаборатории геологического факультета Казанского государственного университета.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА КОШАК

На полуострове Мангышлак широко распространены верхнемеловые и палеогеновые эпиконтинентальные мелководные карбонатные отложения, слагающие невысокие хребты Северный и Южный Актау. Примерно в 25 км к северу от хребта Северный Актау, в обнажениях урочища Кошак зафиксирован непрерывный переход между отложениями Маастрихта и дания [Найдин, 1986; Веймарн и др., 1998]. Вид обнажения и схематическая колонка приведены на рис. 1 и рис. 2. Описание разреза приводится по [Найдин, 1986; 1993; Веймарн и др., 1998]. Отложения Маастрихта здесь представлены белым псичим мелом - пелитоморфным кальцитом, на 70-75% состоящим из

остатков кокколитофорид и на 20% - из раковин фораминифер, остракод и кальциосферулид. Полости "сфер" и фораминифер местами заполнены пиритом, изредка встречается глауконит. Выше залегают светло-серовато-белый фубый мел и органогенно-детритовые известняки дания с несколькими глинистыми прослоями. Между отложениями Маастрихта и дания прослеживается выдержанный по толщине (1.5 см) прослой "пограничных глин" (обр. 22, рис. 26). "Глины" зеленовато-серые, расщепляются на мелкие тонкие пластиночки, местами с тончайшими линзочками белого мела. На 0.6 м выше расположен второй прослой "глины" (обр. 26, рис. 26). По составу оба прослоя "глин" отвечают глинистому известняку, терригенная компонента в них одинаковая. Состав "пограничной глины": кальцит - 73%, кварц ~7%, гидрослюда - 7%, каолинит - 5%, галит - 4%, микроклин - 4%, хлорит - 1%, и монтмориллонит <1% [Котельников, Найдин, 1999]. Источником аккумуляции "глин" являются древние интенсивно измененные породы, хлорит-гидрослюдистые сланцы, осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, впоследствии выветренные в безводных условиях [Котельников, Найдин, 1999]. Возникновение прослоев "глин" связывается с подводным растворением карбонатов, но без прерыва процесса седиментации [Найдин. 1986, 1993; Веймарн и др., 1998]. Ряд исследователей [Алексеев и др., 1988; Назаров и др., 1983; Sarkar et al., 1992] полагают, что образование глинистого прослоя (обр. 22, рис. 26) связано с ударным событием (наличие аномалий Ir, Се и Со), которое на короткое время изменило режим седиментации, однако глинистый материал аналогичного состава наблюдается и выше по разрезу (обр. 26, рис. 26) вне видимой связи с даний-маастрихтским импактным событием.

Палеонтологический и палинологический состав маастрихтского мела и датских известняков резко различен [Найдин и др., 1990а,б; Шарафутдинова, 1992]. При этом обеднение комплекса планктонных фораминифер в маастрихтских пофаничных слоях происходит постепенно. Последний уровень, содержащий богатый комплекс планктонных фораминифер, прослеживается в разрезе Кошак на 4.5 м ниже "пофаничных глин", датские примитивные формы появляются еще в Маастрихте, отдельные их виды и кокколитофорид пересекают пофаничный рубеж, длительность интервала низкой продуктивности оценивается от 80 до 147 тысяч лет [Найдин и др., 1990б]. Как показывают мировые данные, к рубежу *М/К* происходило либо постепенное, либо ступенчатое исчезновение многих групп организмов, и к категории внезапных его отнести нельзя [Веймарн и др., 1998].

Отметим некоторые геохимические данные, характеризующие физико-геофафические усло-

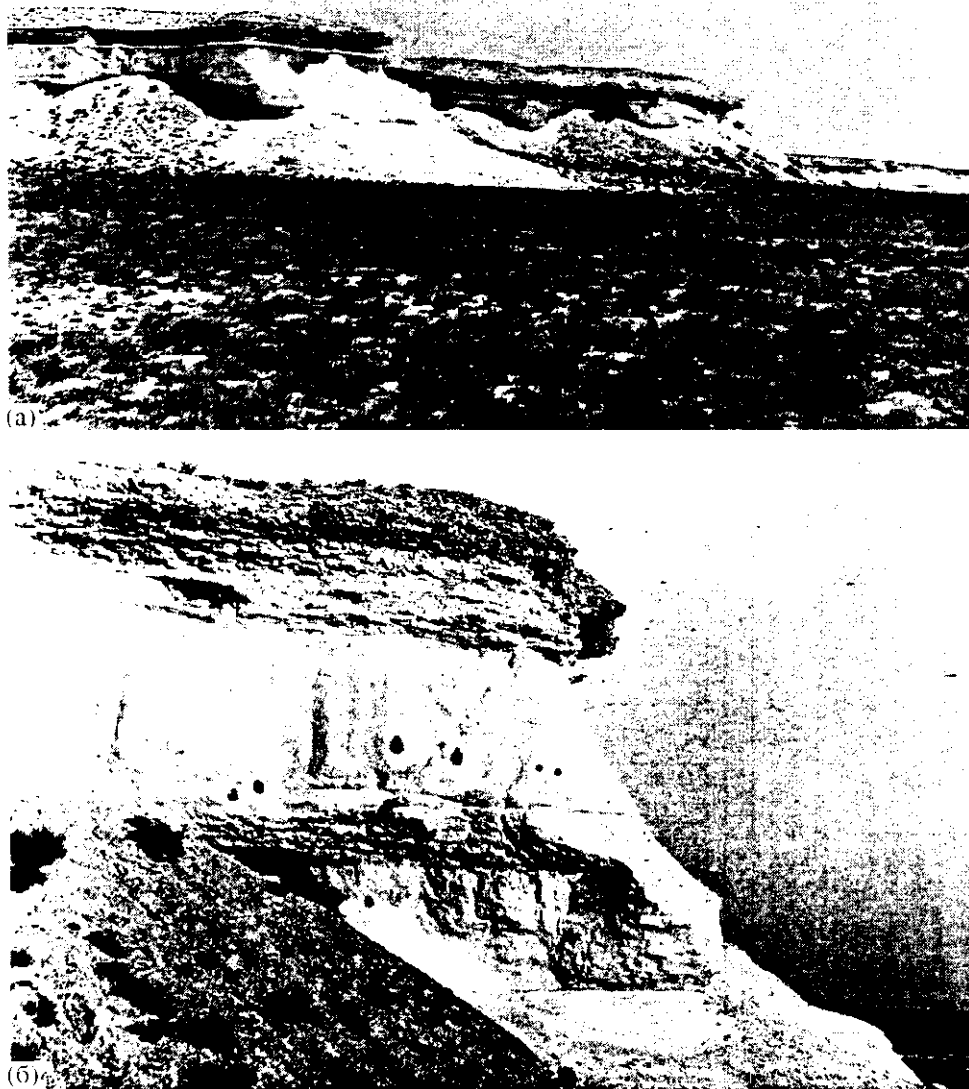


Рис. 1. Фотографии обнажения Кошак, сделанные Д.П. Найдиным: (а) общий вид и (б) место отбора образцов.

вия времени перехода от маастрихта к данию [Найдин, Кияшко, 1989; Найдин, Копасевич, 1988; Веймарн и др., 1998]: это поведение изотопов кислорода ($d^{18}\text{O}$) и углерода ($d^{13}\text{C}$). Принципиально важно, что и в самих “пограничных глинах” и в интервале 20 см выше и ниже границы M/K $d^{18}\text{O}$ и $d^{13}\text{C}$ меняются незначительно (анализы выполнены через 1 см) и лишь выше “пограничных глин” на 0,6 м (у второго прослоя “глины”) происходит заметный сдвиг значений $d^{18}\text{O}$ и $d^{13}\text{C}$. Следовательно, каких-либо изменений продуктивности пелагиали и резких температурных скачков именно на границе M/K не было.

Интервал отбора образцов в разрезе Кошак охватывает в маастрихтской части около 18 м, в датской – около 16 м (рис. 2а). Близ границы M/K выполнен сплошной отбор крупных штуфов, из которых непрерывно выпилены кубики (рис. 2б). В остальной части разреза штуфы отобраны с различными интервалами (рис. 2а).

МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для стандартных изотермических петромагнитных измерений из каждого образца выпилены

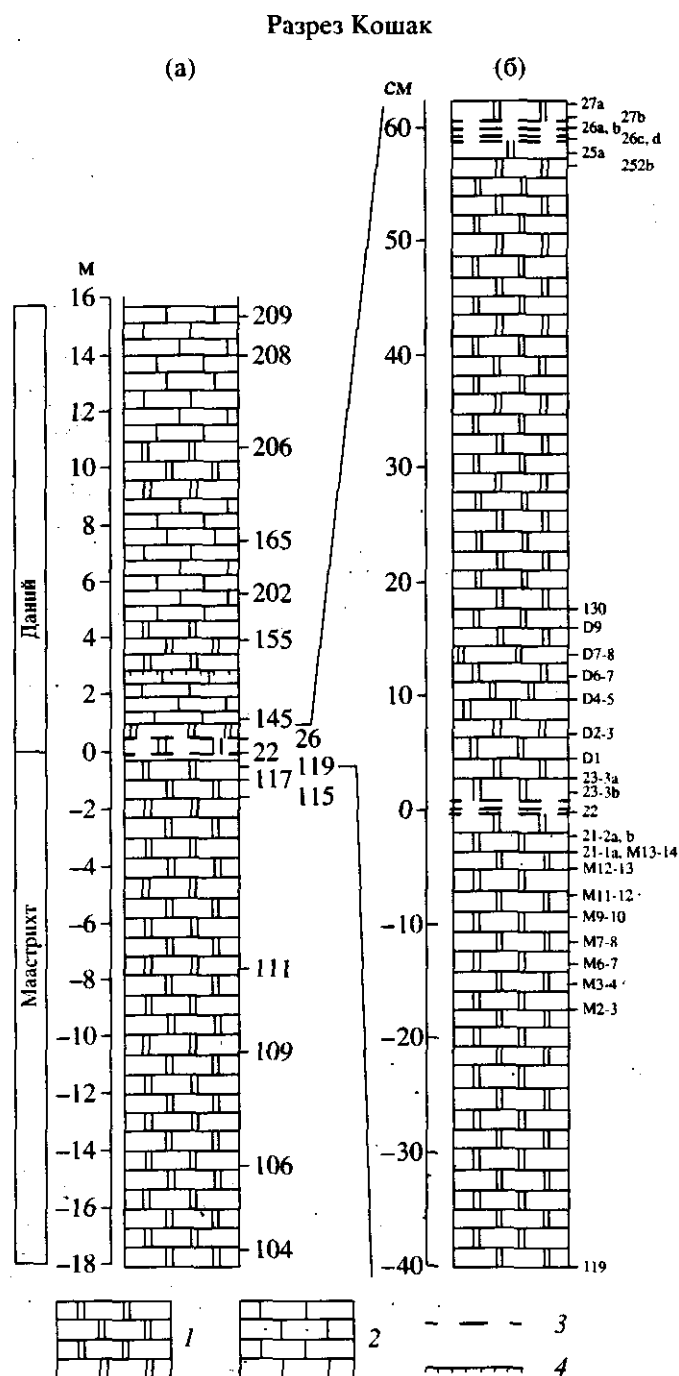


Рис. 2. Колонка разреза Кошак (составлена Д.П. Найдиным): 1 – песчистый мел, 2 – известняки, 3 – прослои «глин», 4 – перерыв типа hardground. а) весь изученный разрез, б) интервал от –40 см до +63 см более детального отбора образцов. Цифры слева от колонки – мощность отложений в метрах (а) и сантиметрах (б), справа – места отбора и номера образцов. Нуль на колонке – положение прослоя «пограничной глины». От нее ведется отсчет мощности вверх (плюс) и вниз (минус).

несколько кубиков с ребром 1–2 см. Размер кубиков не строго выдержан, поэтому измеренные величины относились к весу образца. Петромагнитные исследования включали измерение удельной

магнитной восприимчивости χ , анизотропии магнитной восприимчивости A_χ , анизотропии остаточной намагниченности насыщения A_{rs} и гистерезисных параметров. Результаты измерений представлены в табл. 1. Восприимчивость измерялась на измерителе магнитной восприимчивости KLY-2, остаточная намагниченность – на спин-магнитометре JR-4, гистерезисные характеристики образцов были исследованы с использованием коэрцитивного спектрометра [Буров и др., 1986; Yasonov et al., 1998], позволяющего получить кривые нормального намагничивания до 0.5 Т в автоматическом режиме. По кривым нормального намагничивания определены следующие гистерезисные характеристики: остаточная намагниченность насыщения M_{rs} , намагниченность насыщения M_s за вычетом парамагнитной компоненты, коэрцитивная сила намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной + диамагнитной компоненты H_c , остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . Соотношения гистерезисных параметров H_{cr}/H_c и M_{rs}/M_s позволяют оценивать доменное состояние, т.е. размеры зерен [Day et al., 1977]. При этом, однако, необходимо учитывать влияние суперпарамагнитных зерен, присутствующих в породе [Dunlop, 2002a; 2002b]. Намагниченность парамагнитной M_p и диамагнитной M_d компонент оценена по кривым намагничивания в полях выше поля насыщения ферромагнитных компонент пород. В тех случаях, когда поле насыщения ферромагнитных компонент не было достигнуто, полученная оценка парамагнитной намагниченности (восприимчивости) может быть завышена [Richter, 1994]. Гистерезисные параметры позволяют разделить ансамбль магнитных минералов, присутствующих в образцах, по их коэрцитивности.

Выполнен термомагнитный анализ образцов пород. Термомагнитные измерения велись на экспрессных весах Кюри [Буров и др., 1986], где измерялась зависимость индуктивной намагниченности от температуры при скорости нагрева 100°C/мин. Такая большая скорость нагрева достигается вследствие высокой чувствительности аппарата, что позволяет использовать очень маленький образец объемом не более 1 мм³. При этом градиент температуры внутри столь малого образца не превышает 10°C. Термомагнитный анализ выполнялся в постоянном магнитном поле до 500 мТ, чаще в поле 200 мТ. Поскольку у некоторых образцов поле насыщения выше, фактически измерялась некая индуктивная намагниченность, являющаяся для таких магнитных минералов, как магнетит, гемоильменит, металлическое железо, намагниченностью насыщения, а высокое магнитное поле насыщения, вероятно, относится к части зерен гемоильменита и ферромагнитным гидроокислам железа. Для всех образцов были получены кривые первого и повторного нагрева до 800°C. По данным термомагнитного анализа

Таблица 1. Магнитные свойства осадков разреза Кошак

Образец	Литол	м	χ	M_{rs}	A_χ	A_{rs}	H_s	M_s	M_d	M_p	H_{cr}	H_c	H_{cr}/H_c	M_{rs}/M_s
209	изв	15.5		5.01		1.03								
208	изв	14	0	1.28		1.13	120	8.2	-6		39.3	10	3.9	0.156
206	мел	10.8	0.6	3.159		1.15								
165	изв	7.5	0.212	2.5		1.21	120	11.5	-18		38.3	5.2	7.36	0.217
202	изв	5.7	0.63	1.154		1.11								
155	мел	4	0.064	1.018		1.16								
145	изв	1.1	0	0.95	1.118	1.16	130	13.2	-6		38.9	9	4.32	0.072
27а	мел	0.62	0.23	1.33	1.1	1.108								
27в	мел	0.61	0.95	2.317	1.06	1.094	120	14.1		8	55.2		0.16	
26а	глина	0.6	1.253	12.4	1.05	1.065	80	23.5		16	22	3.3	6.67	0.53
26а-1	глина	0.6	2.06	5.872		1.068								
26а-2	глина	0.6	2.176	7.341	1.075	1.015								
26а-3	глина	0.6	2.066	9.21	1.096	1.087	150	58.2		86	44.4	14	3.17	0.158
26в	глина	0.6	2.33	38.69	1.04	1.05								
26с	гл + мел	0.59	1.2	2.619	1.03	1.085								
26д	гл + мел	0.59	0.89	2.01	1.05	1.084								
25а	мел	0.58	0.338	0.717	1.04	1.06	100	23.1		33	32.9	2	16.4	0.031
25в	мел	0.57	0.582	0.964	1.03	1.054								
130	мел	0.18	0.118	1.507	1.039	1.11								
D9	мел	0.16	0.105	1.15	1.032	1.036	50	6.1	-6		34.5	14	2.46	0.19
D7-8	мел	0.14	0.109	1.39	1	1.02	110	6.4	-29		33.2	3.5	9.48	0.22
D6-7	мел	0.12	0.246	5.435	1.068	1.04								
D4-5	мел	0.1	0.173	1.38	1.117	1.13								
D2-3	мел	0.07	0.218	1.7	1.04	1.09	100	10.5	-30		57.3	11	5.21	0.16
D1	мел	0.05	0.491		1.056									
23-3а	мел	0.03	0.615	1.4	1.06	1.056	120	16.2	-31		33.7	2	16.85	0.086
23-3в	мел	0.01	0.716	2.594	1.06	1.036								
22-глА	глина	0	1.171	3.14	1.14	1.005								
22-глВ	глина	0	1.166	2.7	1.14	1.005	110	36.5		83	43.8	9.6	4.56	0.074
21-2а	мел	-0.02	0.523	1.59	1.01	1.17	120	16	-29		38.5			0.1
21-2в	мел	-0.02	0.5	1.68	1.03	1.16								
21-1а	мел	-0.03	0.586	2.78	1.07	1.067	120	14.2	-35		44.1	10.5	4.2	0.196
M13-14	мел	-0.03	0.383	0.705	1.088	1.135	80	2.4	-26		35.1			0.29
M12-13	мел	-0.05	0.203	1.99	1.063	1.45								
M11-12	мел	-0.07	0.208	2.74	1.05	1.26								
M9-10	мел	-0.09	0.243	0.58	1.034	1.34	100	4.1	-14		36	6.5	5.54	0.14
M7-8	мел	-0.11	0.091	0.509	1.05	1.07								
M6-7	мел	-0.13	0.127	0.69		1.16	100	8.1	-27		29.2	3	9.73	0.09
M3-4	мел	-0.15	0.237		1.026									
M2-3	мел	-0.17	0.333		1.026									
119	мел	-0.4	0.343	1.128	1.027	1.07								
117	мел	-1	0.266	2.03	1.005	1.14	130	12.2	-18		41.5	4	10.38	0.167
115	мел	-1.5	0.2	2.186	1.031	1.13								
111	мел	-7.5	0.571	1.92	1.072	1.14	120	11.9	-16		38.2			0.161
109	мел	-10.5	0	1.721	1.064	1.04								
106	мел	-14.5	0.046	1.432	1.012	1.11								
104	мел	-17.5	-0.316	1.78	1.066	1.09	120	14.5	-17		35.3			0.122

Примечание: образец – номер образца, литол – порода; м – положение образца в разрезе вверх (+) и вниз (–) относительно границы М/К, в метрах; χ – удельная магнитная восприимчивость, 10^{-9} м³/кг; M_{rs} – удельная остаточная намагниченность насыщения, 10^{-5} Ам²/кг; A_χ – анизотропия магнитной восприимчивости; A_{rs} – анизотропия остаточной намагниченности насыщения; H_s – поле магнитного насыщения, мТ; M_s – удельная намагниченность насыщения, 10^{-5} Ам²/кг; M_d – удельная намагниченность диамагнитной части образца при 800°С, 10^{-5} Ам²/кг; M_p – удельная намагниченность парамагнитной части образца при 800°С, 10^{-5} Ам²/кг; H_{cr} – остаточная коэрцитивная сила, мТ; H_c – коэрцитивная сила, мТ.

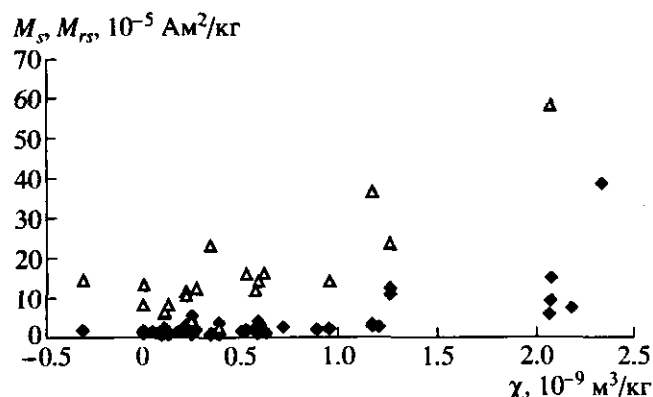


Рис. 3. Сопоставление величин χ , M_s (треугольники) и M_r (ромбики).

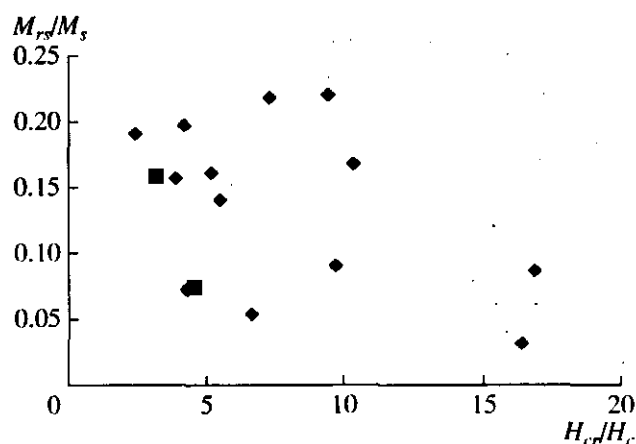


Рис. 4. Диаграмма $H_{cr}/H_c - M_r/M_s$. Квадратиками выделены образцы из прослоев "глины", ромбики - известняки и мел.

$M_s(T)$ оценена концентрация в образцах магнетита, железа, гематита и гётита. Для этого по кривой $M_s(T)$ определялся вклад в величину M_s данного магнитного минерала, и эта величина делилась на удельную намагниченность насыщения этого минерала. Принимались следующие величины M_s : для магнетита ~ 90 Ам²/кг, для железа ~ 200 Ам²/кг, для гётита ~ 0.02 Ам²/кг, а для гематита она варьирует от ~ 4 до ~ 40 Ам²/кг в зависимости от изменения точки Кюри T_c от 300°C до 200°C, соответственно [Нагата, 1965]. Содержание гематита определялось по $M_s(T)$ второго нагрева до 800°C, когда произошла заметная гомогенизация гематита и некоторая его часть стала ферритмагнитной и относительно более магнитно-мягкой; соответственно, принимается, что в этом случае мы имеем дело с намагниченностью насыщения. Наверняка не все зерна гематита и ильменита гомогенизировались до ферритмагнитного состояния с $T_c > 20^\circ\text{C}$, что видно по близкой к гиперболической форме

кривой $M_s(T)$, соответственно, полученная оценка содержания гематита является нижним пределом его содержания в изученных образцах. Сказанное о частичной гомогенизации гематита при нагреве до 800°C, видно по результатам контрольных нагревов некоторых образцов до 1000°C, когда получается полная или почти полная гомогенизация гематита, что выражается в исчезновении вогнутой формы кривой и четкой точке Кюри. Эти результаты соответствуют диаграмме состояния гематита промежуточного состава, область гомогенного состояния которого находится выше 900°C [Нагата, 1965].

По оставшейся на кривой $M_s(T)$ положительной или отрицательной величине намагниченности после нагрева до 800°C, где вклад магнитных минералов отсутствует, можно судить об относительной доле парамагнитной (M_p) и диамагнитной (M_d) компонент в осадках, а именно вести литологический контроль.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Удельная магнитная восприимчивость, удельная намагниченность насыщения и удельная остаточная намагниченность насыщения. Отложения разреза характеризуются очень низкими значениями χ , M_s и M_r , что свидетельствует об очень низком содержании магнитных минералов в них, особенно в песке и мелу. При этом в одном образце $\chi < 0$, в трех $\chi = 0$ (табл. 1), т.е. парамагнитный и диамагнитный вклады равны. В остальных образцах парамагнитный и магнитный вклады заметно больше диамагнитного вклада. Относительно повышенным содержанием магнитных минералов отличаются прослои "глин". Рис. 3 демонстрирует неплохую корреляцию между χ и M_s и M_r , отражая основной вклад в эти характеристики содержания магнитных минералов. Однако у ряда слабомагнитных образцов корреляция нарушается, что, очевидно, связано с тем, что у таких образцов величина χ определяется преимущественно парамагнитным ($\chi = 0.4\text{--}0.6 \times 10^{-9}$ м³/кг) и диамагнитным вкладом ($\chi = -0.32 \times 10^{-9}$ м³/кг), тогда как величины M_s и M_r определяются исключительно магнитными минералами.

Размер зерен магнитных минералов. Гистерезисные параметры осадков широко варьируют, от $H_{cr}/H_c > 10$, $M_r/M_s < 0.1$ до $H_{cr}/H_c < 3$, $M_r/M_s > 0.2$ (табл. 1) и свидетельствуют о содержании в них как заведомо многодоменных зерен, так и зерен близких одно- и псевдооднодоменным. На диаграмме Дзю подавляющее большинство точек находятся в многодоменной области (табл. 1, рис. 4), что вызвано присутствием большого количества суперпарамагнитных зерен. В больших полях их влияние в M_s может быть устранено вместе с парамагнетизмом (если это очень мелкие супер-

Таблица 2. Термомагнитная характеристика осадков разреза Кошак

№	Первый нагрев, T_c (доля магнитной фазы)					Второй нагрев, T_c (доля магнитной фазы)				M_{sp}/M_s
	"гетит"	ГИ	маг?	МТ	Fe	ГИ	МТ	гематит	Fe	
208	~160? (30)	~250?Н		590 (<10)	760 (20)	~240 (60)	540 (30)	670 (<3)	730 (<3)	1.57
165	130 (14)	260 (24)		610 (62)		~250 (46)	550 (35)	640 (19)		1.13
145	130 (14)	300? (20)		600 (43)	750 (21)	260 (75)	560 (10)	670 (5)	750 (3)	4.26
27в	100 (5)	315 (25)		590 (10)	750 (60)	300 (94)	550 (3)	670 (2)		12.8
26а	140 (20)	?	360	600 (65)		290 (84)	575 (6)	670 (6)		5.95
26а-3	110 (5)	330 (20)		610 (45)		300 (>90)		660 (<5)		14.7
25а	130 (10)	310 (20)		600 (30)		270 (>90)				3.63
D9	110 (10)	200? (15)		600 (58)	750 (17)	~250 (>90)	570?			0.88
D7-8	~160 (15)	250 (25)		585 (26)	710 (50)	~250 (76)	585 (24)			1
D2-3	~170 (10)	310 (20)	430?	585 (65)	760? (5)	~260 (75)		675 (25)		2.27
23-3а	120 (25)	?		580 (35)	690 (40)	~280 (70)	580 (30)			1.25
22-глВ	110 (10)	250 (10)	300	600 (45)		230 (86)		670 (2?)		4.22
21-2а	~100 (17)	~300 (16)	360?	610 (50)	690 (17)	~260 (50)	560 (39)		740 (11)	0.98
21-1а	100 (7)			600 (73)	750 (20)	~240 (>90)	560 (25)	670 (5)		0.59
M13-14	110 (5)	220 (15)		600 (62)	720 (18)	~230 (55)	570 (30)			1.03
M9-10		180 (31)	450?	600 (50)		~260 (55)	560 (45)			1.49
M6-7	120 (12)	230?	440	600 (44)	750 (31)	270 (>90)	570 (19)		710 (6)	1.07
117	120 (5)	220 (24)		585 (53)	720? (18)	~280? (80)	575? (16)	670? (4)		1.26
111	130 (9)	300 (27)		610 (64)		280 (60)	600 (35)	670 (5)		1.16
104		260 (30)		590 (55)	720 (15)	260 (60)	550 (40)			1.04

Примечание: № – номер образца; T_c – точки Кюри первого и второго нагрева, в скобках указана доля каждой магнитной фазы в величине M_s ; "гетит" – ферримагнитный гидроокисел железа типа гетита, лепидокрокита и т.п.; ГИ – гемоильменит; маг? – маггемит (?); МТ – магнетит; Fe – металлическое железо; M_{sp}/M_s – отношение величины намагниченности насыщения после нагрева образца до 800°C к исходной ее величине.

парамагнитные зерна). Но в малом поле порядка H_c восприимчивость этих зерен большая и перемagnичивание из-за этого происходит в поле, заметно меньшем, чем реальная H_c . Поэтому отношение H_{cr}/H_c получается заметно завышенным. С другой стороны, удаляя парамагнитную намагниченность аппроксимацией прямой линией, мы не убираем из M_s суперпарамагнитную намагниченность, которой в то же время нет в M_{rs} . Это приводит к уменьшению отношения M_{rs}/M_s . В итоге точки на диаграмме Дзя смещаются вправо и вниз. Разброс усугубляется измерениями H_c на пределе чувствительности измерительного прибора. Прослой "глины" по магнитной жесткости не выделяются среди других отложений. Для них характерны несколько пониженные значения H_{cr} и более высокий разброс, т.е. в "глинах" чаще встречаются многодоменные зерна магнитных минералов. Характеристики магнитной жесткости скорее коррелируют с распределением железа и гемоильменита по разрезу, а не магнетита (см. ниже).

Анизотропия. Анизотропия магнитной восприимчивости A_χ низкая, в подавляющем большинстве образцов $A_\chi < 1.05$ (табл. 1), в прослое "пограничной глины" она изредка превышает 1.14. Иная картина в случае анизотропии остаточной намагниченности, A_{rs} часто превышает 1.1 и у образца M12-13 достигает 1.45. "Глины" скорее изотропны, а более высокие значения относятся к известнякам и мелу. Между A_χ и A_{rs} корреляция отсутствует (табл. 1), что свидетельствует о разной природе анизотропии χ и M_{rs} – первая связана как с парамагнитными частицами глины, так и с магнитными зернами, вторая – только с магнитными. Из сопоставления видно, что парамагнитная часть в отложениях скорее изотропна.

Наличие высокой анизотропии A_{rs} свидетельствует о терригенной природе основной массы магнитных минералов.

Данные термомагнитного анализа (табл. 2, рис. 5). В результате термомагнитного анализа в отложениях разреза Кошак обнаружены в процессе первого нагрева 5 магнитных фаз.

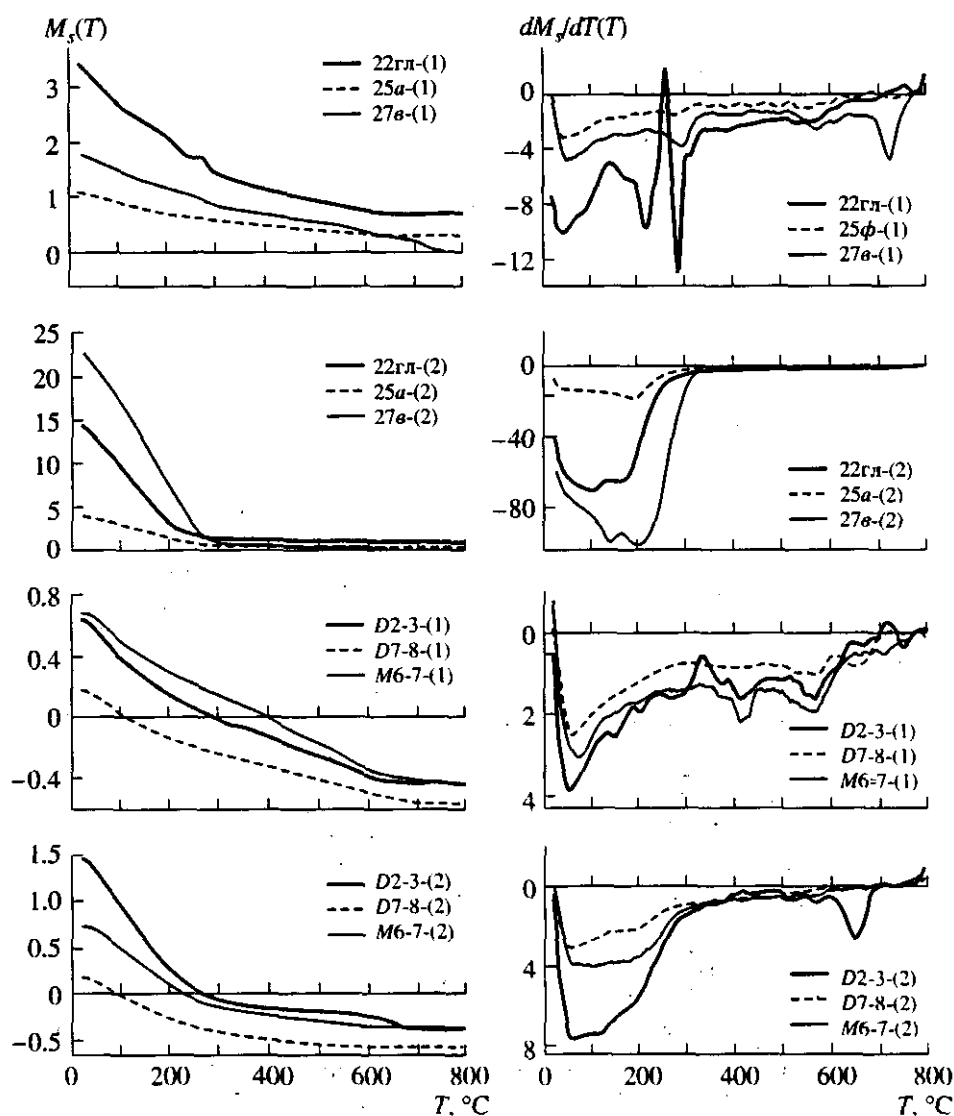


Рис. 5. Примеры терромагнитного анализа $M_s(T)$ (левые рисунки, 10^{-3} Ам²/кг) и dM_s/dT (правые рисунки, 10^{-6} Ам²/кг. Указаны номера образцов (в скобках: 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев).

1) $T_c = 110\text{--}160^\circ\text{C}$. Это точка Кюри, т.к. она сохраняется на $M_s(T)$ после предварительного нагрева образца до 200°C . Присутствует во всех образцах, при нагреве исчезает. Относительная доля этой фазы в M_s от 5 до 30%. Вероятнее всего, это ферромагнитные гидроокислы железа (гётит и др.). У гётита, например, $M_s \approx 0.02\text{--}0.06$ Ам²/кг [Багин и др., 1988]. Если принять минимальную величину $M_s \approx 0.02$ Ам²/кг (возможно присутствие других гидроокислов железа, в частности, парамагнитных), то содержание гидроокислов железа (в виде гётита) варьирует от менее 0.001% до 0.24%, при этом наибольшие концентрации тяготеют к прослоям “глин”, т.е. явно ощущается литологический контроль распространения гидроокислов железа (рис. 6а, 6б).

2) $T_c = 180\text{--}320^\circ\text{C}$. Присутствует примерно в третьей части образцов. Относительная доля ее в M_s 20–30%. В некоторых образцах на $M_s(T)$ появляется горб (рис. 5, обр. 26а), исчезающий при $350\text{--}450^\circ\text{C}$, возможно эта фаза образуется в процессе нагрева и далее в ходе нагрева исчезает выше ее точки Кюри. После нагрева до 800°C эта фаза появляется во всех образцах, и доля ее на кривой $M_s(T)$ повторного нагрева резко возрастает, кривая $M_s(T)$ приобретает при этом, большей частью, близкую гиперболической форму, т.е. либо это очень мелкие зерна с непрерывным набором температур блокирования, либо непрерывный набор точек Кюри. Скорее всего, это гемогенизация с появлением более магнитного гемогенинита с меньшей T_c , что может объяснить вогнутую форму кривой $M_s(T)$ второго нагрева.

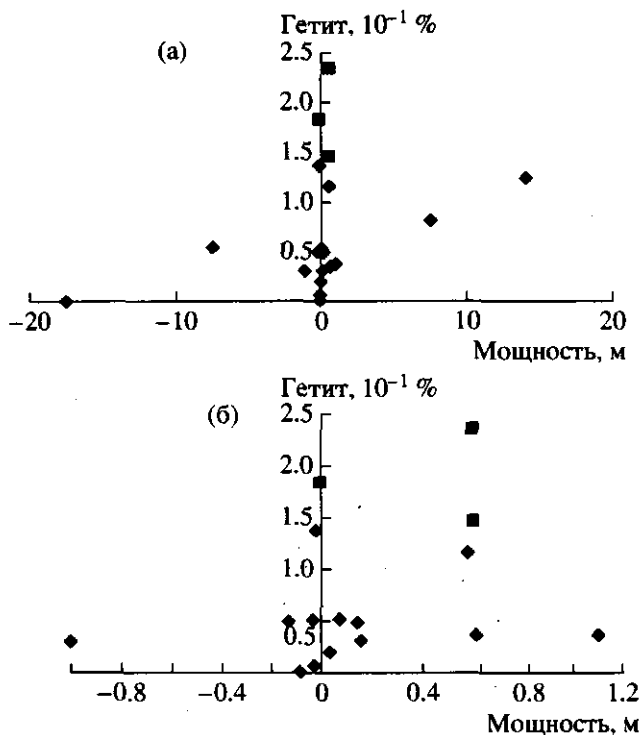


Рис. 6. Содержание гидроокислов железа в виде гетита в осадках разреза Кошак: (а) распределение гетита по разрезу; (б) более детальная картина в интервале $-1/+1$ м разреза. Ноль на оси абсцисс – прослой “пограничной глины”. От нее ведется отсчет мощности вверх (плюс) и вниз (минус). Квадратики – “глины”, ромбики – известняки и мел.

Если принять, согласно [Нагата, 1965] зависимость T_c и M_s -состав гемоильменита, то получается, что содержание последнего широко варьирует от менее 0.0001% до более 0.1% (рис. 7), четко видна приуроченность наиболее высоких содержаний гемоильменита к прослоям “глины”, т.е., как и в случае гидроокислов железа, виден литологический контроль распространения гемоильменита.

3) Перегиб на кривой $M_s(T)$ в районе $300-450^\circ\text{C}$ возможно соответствует переходу маггемита в гематит. Не исключено, что это небольшие количества пирротина и/или металлического никеля.

4) $T_c = 580-610^\circ\text{C}$. Это, очевидно, магнетит, частично однофазно окисленный. Присутствует во всех образцах. Доля его в M_s от 10 до 75%. При нагреве эта фаза в некоторых образцах сохраняется, доля ее может при этом сохраняться или даже уменьшаться, в других образцах эта фаза исчезает (магнетит полностью окисляется). Если принять для упрощения, что все это магнетит ($M_s \sim 90 \text{ Ам}^2/\text{кг}$), его содержание обычно не превышает 0.003% и в одном образце достигает 0.01%. Иногда на кривых повторного нагрева T_c сдвигаются в область более низких значений, т.е. происходит гомогенизация. Подобный эффект наблюдается в

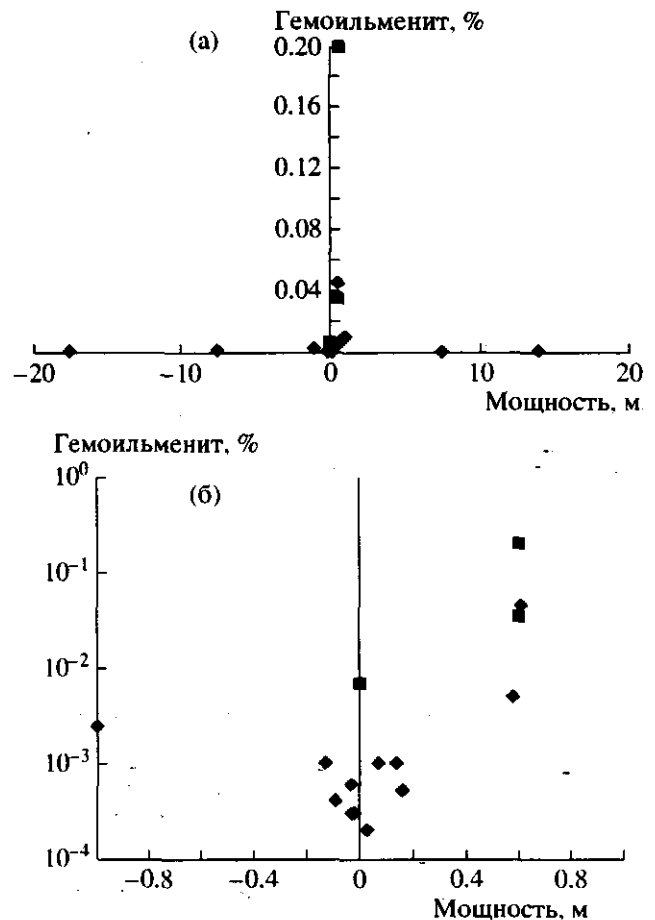


Рис. 7. Содержание гемоильменита в осадках разреза Кошак: (а) распределение гемоильменита по разрезу; (б) более детальная картина в интервале $-1/+1$ м разреза. Обозначения те же, что и на рис. 7.

образцах 104, М9-10, 21-1а и 2а, 27в, 145, 165 и 208. В этих образцах преобладает титаномagnetит. Наличие титаномagnetита подтверждается и данными электронного микронзондирования: в обр. 26, содержащем наибольшее количество magnetита (около 0.01%), В.А. Цельмовичу удалось выделить зерно титаномagnetита размером $\sim 10 \text{ мкм}$, содержащего около 20% TiO_2 . Magnetит (и/или титаномagnetит) сосредоточен, главным образом, в “глинах” и по соседству с ними, там, где повышена восприимчивость, в терригенном материале, и там его концентрация варьирует, примерно на порядок (рис. 8). Содержание magnetита (+титаномagnetита) коррелирует с содержанием гемоильменита, т.е. они, скорее всего, накапливались вместе.

5) $T_c = 690-760^\circ\text{C}$. Magnetные минералы с такими точками Кюри обнаружены, примерно, в половине изученных образцов, доля их в M_s от 6 до 60%. После нагрева эта фаза в большинстве случаев исчезает или обнаруживается весьма ненадежно. В отличие от magnetита эта фаза не об-

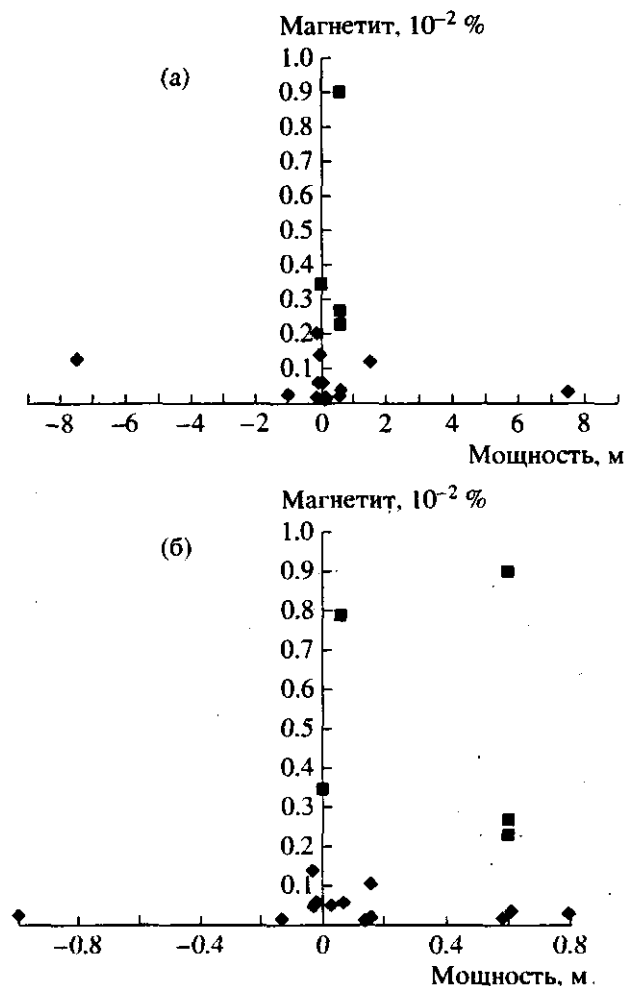


Рис. 8. Содержание магнетита в осадках разреза Кошак: (а) распределение магнетита по разрезу; (б) более детальная картина в интервале $-1/+1$ м разреза. Обозначения те же, что и на рис. 7.

наружена в “глинах”, т.е. ее появление в осадках не зависит от поступления терригенного материала. Судя по T_c , это – металлическое железо с небольшими примесями. Если принять его $M_s \sim 200$ Ам²/кг, то содержание железа получается максимум 0.002%, обычно менее 0.0005%, т.е. на порядок ниже, чем содержание магнетита и гематита (рис. 9).

Во многих образцах в результате нагрева до 800°C появляется гематит ($T_c = 660-675^\circ\text{C}$), который не был обнаружен при первом нагреве образцов. Доля его в M_s обычно менее 6%, но иногда достигает 25%. Если принять для гематита $M_s = 0.5$ Ам²/кг, то его содержание (рис. 10) варьирует от менее 0.0001% (в 10 образцах) до 0.007% в прослойке “глины” (обр. 26) и примерно следует содержанию магнетита (рис. 8), что свидетельствует об образовании заметной доли гематита в процессе нагрева за счет окисления магнетита. Однако содержание гематита часто существенно выше, чем магнетита (рис. 10), что, очевидно, связано с обра-

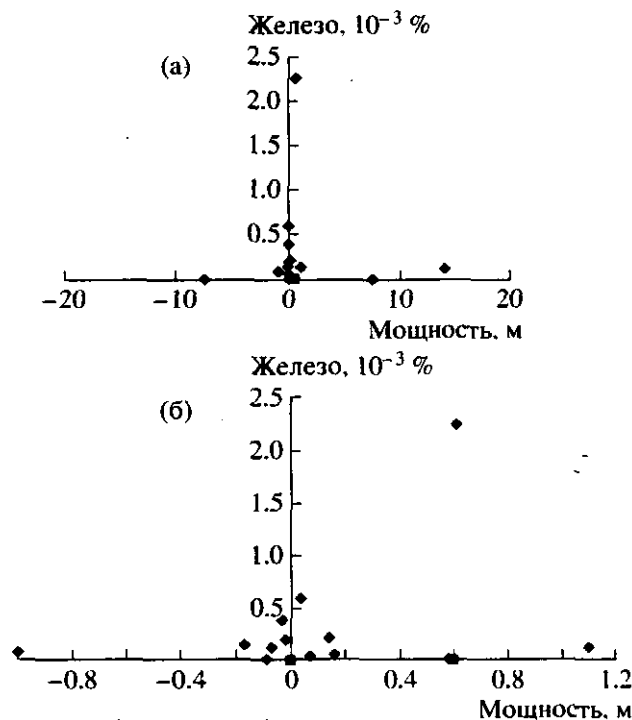


Рис. 9. Содержание металлического железа в осадках разреза Кошак: (а) распределение железа по разрезу; (б) более детальная картина в интервале $-1/+1$ м разреза. Обозначения те же, что и на рис. 7.

зованием большей части гематита в результате дегидратации гидроокислов железа. При этом содержание гематита существенно выше, чем гематита. Видимо, это результат того, что оценен нижний предел содержания полнокристаллического гематита, у которого $M_s = 0.5$ Ам²/кг, а у тонкодисперсного гематита намагниченность широко варьирует и может быть около 0.02 Ам²/кг [Багин и др., 1988]. С другой стороны, среди гидроокислов железа могут быть парамагнитные разности, соответственно, строгой корреляции содержаний гематита, магнетита и гидроокислов железа не может быть. Не исключена возможность образования вторичного гематита из железосодержащих силикатов, присутствующих в отложениях, однако, во-первых, среди минералов в прослойке “глины” таких минералов крайне мало (см. геологический раздел и [Котельников, Найдин, 1999]), во-вторых, “извлечение” железа при окислении железосодержащих силикатов идет гораздо труднее и, соответственно, заметно медленнее, чем из Fe-окислов, а нагрев образцов при термомагнитном анализе продолжался всего лишь около 10 минут.

Распределение по разрезу магнитолитологических характеристик. В распределении по разрезу χ и M_s виден литологический контроль (рис. 11). Повышенной восприимчивостью выделяются прослойки “глины”, причем ярче верхний прослой, а не тот, что на границе M/K . Близ горизонта M/K χ -пик

асимметричен, т.е. происходит довольно резкий рост магнитного материала в осадке, начинающийся на 3 см ниже глины и плавный спад его накопления на протяжении 7 см выше глины (рис. 11а, 11б).

Рекогносцировочные палеомагнитные измерения серии образцов из разреза Кызылсай, подобного разрезу Кошак, показали, что хрон обратной геомагнитной полярности C29r охватывает около 50 см, и "пограничные глины" находятся близ основания хрона C29r [Möller, Naidin, 1984]. Известна продолжительность хрона C29r – 0.88 млн. лет [Cande, Kent, 1992]. Соответственно, примерная скорость осадконакопления в начале дания была порядка 1 см за 2000 лет. Отсюда следует, что некоторое обогащение магнитными минералами охватывает примерно 20 тысяч лет.

Аналогично χ ведет себя M_s (рис. 11в), что видно и по положительной корреляции между χ и M_s (рис. 3). Но в последней парамагнитная и диамагнитная части исключены, так что поведение и χ , и M_s отражают изменение содержания в породах магнитных минералов – это магнетит (титаномагнетит), гематит и гидроокислы железа ("гётит"), которых на порядки больше железа.

Иная картина в распределении M_r : граница M/K резко не выделяется (рис. 11г), в случае же верхнего прослоя "глины" поведение M_r подобно поведению χ и M_s , при этом интервал обогащения магнитными минералами более узкий, чем в районе прослоя "пограничной глины", и охватывает не более 5 тысяч лет (см. выше). В пределах обоих прослоев "глин" распределение магнитных минералов неоднородно, все рассмотренные характеристики меняются в несколько раз (табл. 1, рис. 11).

По отрицательным и положительным значениям намагниченности на кривых $M_s(T)$ выше 770°C определены, соответственно, диамагнитная M_d и парамагнитная M_p части намагниченности (табл. 1). Образцы из прослоев "глины" резко отличаются от образцов известняков: в первых эти значения положительные, во вторых – отрицательные (рис. 5), т.е. в "глинах" преобладает парамагнитный материал, в известняках – диамагнитный. Точнее, следует говорить об относительной парамагнитной и диамагнитной доле, т.к. и в "глинах" заметна доля карбонатов, о чем говорилось в геологическом разделе. Пусть не удивляет читателя, что нередко $M_s < M_d$ или M_p . Это значит, что намагниченность магнитных минералов, присутствующих в образце, меньше суммарной намагниченности диамагнитных карбонатов или парамагнитных глин. Оба изученных прослоя "глин" очень близки по $M_p = 83-86 \times 10^{-5} \text{ Ам}^2/\text{кг}$, т.е. подобны по литологическому составу. По величине M_d можно судить о "чистоте" известняков от парамагнитных примесей. Так, наиболее "чист" песчаный мел, непосредственно прилегающий к

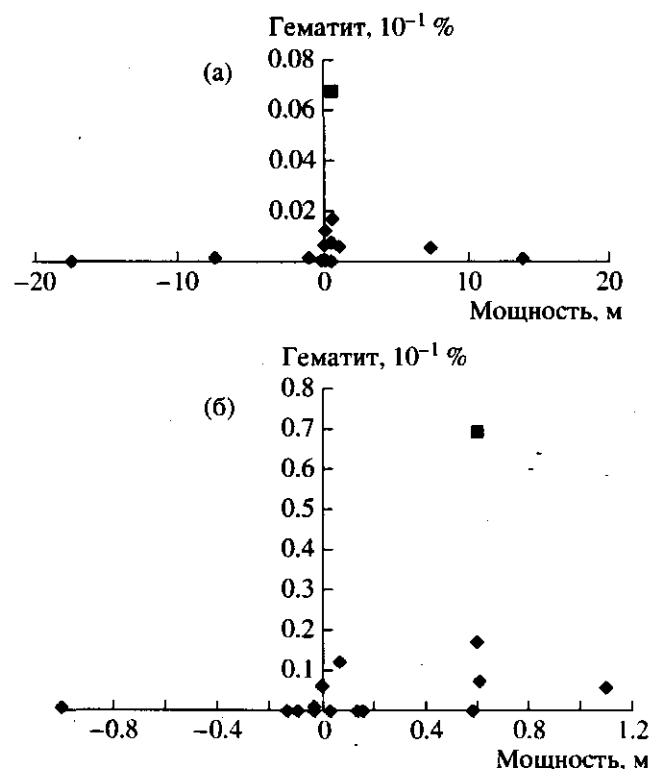


Рис. 10. Содержание гематита в осадках разреза Кошак, образованного в процессе лабораторного нагрева образцов: (а) распределение гематита по разрезу; (б) более детальная картина в интервале $-1/+1$ м разреза. Обозначения те же, что и на рис. 7.

прослою глины на границе M/K (обр. 21 и 23, $M_d = -29 \div -35 \times 10^{-5} \text{ Ам}^2/\text{кг}$, табл. 1) и ниже до образца М9-10 и выше до образца D7-8. Т.е. непосредственно выше и ниже прослоя "пограничной глины" отлагались карбонаты практически без примеси глинистого материала, добавлялись только в небольшом количестве магнитные минералы, переход от мела к "глинам" резкий, скачкообразный. Ниже по разрезу диамагнитный вклад уменьшается примерно вдвое за счет парамагнитной примеси ($M_d = -14 \div -18 \times 10^{-5} \text{ Ам}^2/\text{кг}$). Близкие величины M_d говорят о магнитолитологической однородности условий накопления маастрихтских отложений в разрезе. В отличие от ситуации близ "пограничных глин" (образцы 26), в непосредственно прилегающих к верхнему прослою "глин" известняках (образцы 25 и 27) парамагнитная часть больше диамагнитной, т.е. в них заметна глинистая (терригенная) примесь: в прослою "глины" $M_p = 86 \times 10^{-5} \text{ Ам}^2/\text{кг}$, и в интервале 1–2 см M_p последовательно уменьшается до $32, 16$ и $8 \times 10^{-5} \text{ Ам}^2/\text{кг}$. В датских известняках заметна парамагнитная примесь, но ее доля не перекрывает диамагнитный вклад карбонатов – в большинстве образцов $M_d = -6 \times 10^{-5} \text{ Ам}^2/\text{кг}$ (табл. 1), т.е. условия осадконакопления с точки зрения магнитолитологической были здесь весьма однородны.

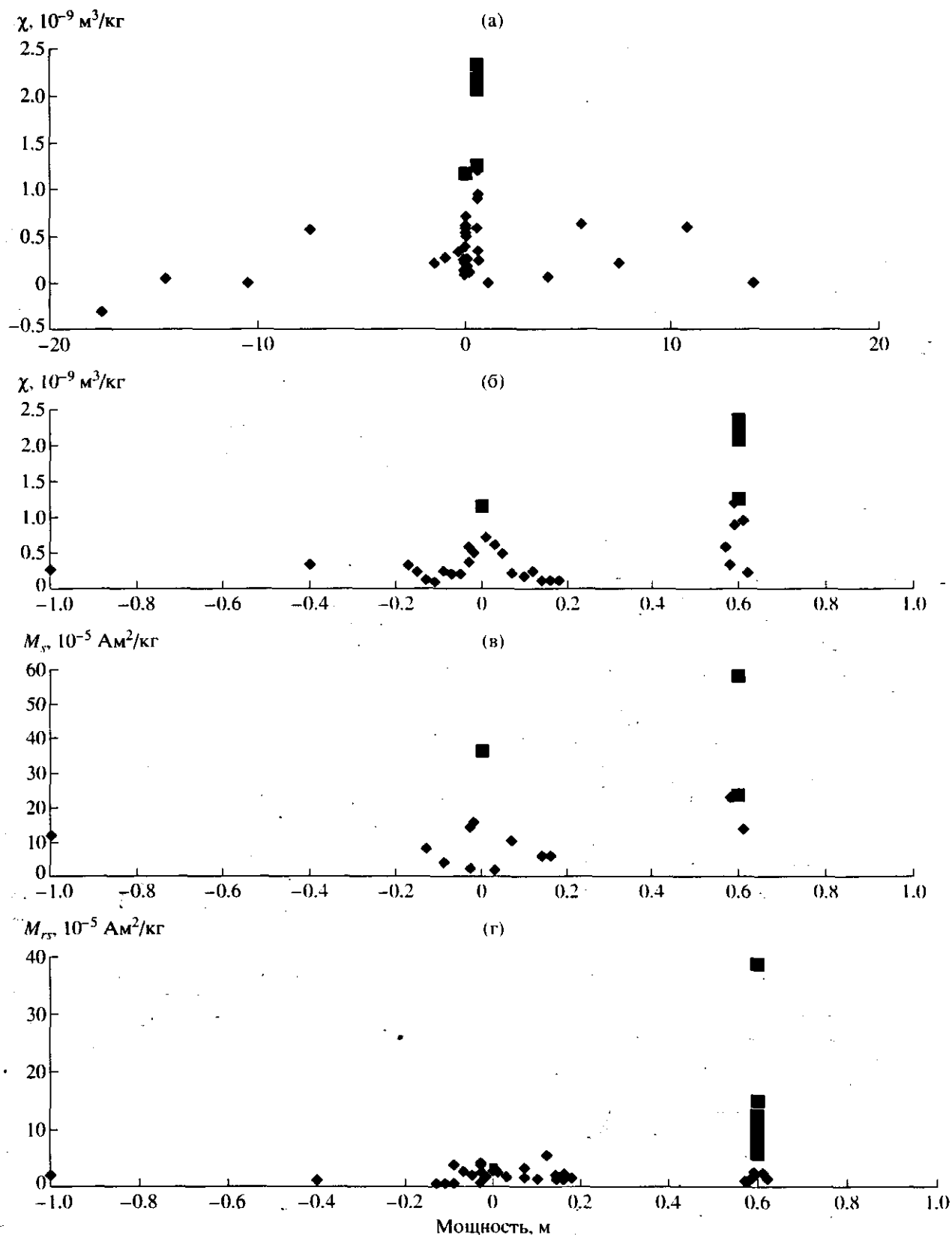


Рис. 11. Распределение магнитной восприимчивости χ , намагниченности насыщения M_s и остаточной намагниченности насыщения M_{rs} в осадках разреза Кошак: (а) распределение χ по разрезу; (б) более детальная картина поведения χ в интервале $-1/+1$ м разреза; (в) поведение M_s в интервале $-1/+1$ м разреза; (г) поведение M_{rs} в интервале $-1/+1$ м разреза. Обозначения те же, что и на рис. 7.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате петромагнитного изучения осадков близ границы мезозоя и кайнозоя разреза Кошак выяснено следующее:

1. Осадки разреза Кошак характеризуются очень низкой намагниченностью, $\chi < 0.5 \times 10^{-9}$ м³/кг, $M_s < 0.1 \times 10^{-3}$ Ам²/кг и $M_{rs} < 0.05 \times 10^{-3}$ Ам²/кг, что не удивительно, если в разрезе преобладает чистый писчий мел; относительно повышенной намагниченностью выделяются два маломощных прослоя "глин", на границе М/К и выше нее на 0.6 м, более магнитный верхний прослой: χ до 2.5×10^{-9} м³/кг, M_s до 0.6×10^{-3} Ам²/кг и M_{rs} до 0.4×10^{-3} Ам²/кг; т.е. явно ощущается литологический контроль в распределении магнитных минералов.

2. В осадках присутствуют следующие магнитные минералы: гидроокислы железа, содержание "гётита" варьирует от менее 0.001% до 0.24%, мелкие зерна гемоильменита, содержание их от 0.0001 до 0.2%, магнетита (титаномагнетита) - от менее 0.0001% до 0.01%, и металлического железа - от менее 0.0001 до 0.002%. При этом относительно повышенные содержания гемоильменита, магнетита и гидроокислов железа тяготеют к прослоям "глин", особенно к верхнему, тогда как распределение железа не подчиняется литологическому контролю. Получается, что источники "накопления", лучше сказать появления железа, с одной стороны, и гемоильменита, магнетита и гидроокислов железа, с другой стороны, разные и не зависящие друг от друга. Железо выпадает где попало, близ прослоев "глины", но именно в прослоях "глины" отсутствует, тогда как магнетит, гемоильменит и гидроокислы железа накапливаются преимущественно вместе с терригенным материалом прослоев "глины". Можно сказать, что мелкие частички железа разносились по воздуху, а магнетита, гемоильменита и гидроокислов железа - в воде, преимущественно вместе с терригенным материалом, глиной. Диапазон попадания в осадки магнитных минералов шире, чем появление прослоя "пограничной глины", начинается накопление магнитного материала в осадке в 3 см ниже прослоя "глины" и плавный спад его накопления идет на протяжении 7 см. выше "пограничной глины".

3. Судя по относительному вкладу парамагнитного терригенного глинистого и диамагнитного карбонатного материала, литологический состав известняков и Маастрихта, и дания весьма однороден, при этом известняки дания более глинистые. Близ границы М/К (как ниже, так и выше нее), в интервале 17 см выделяется наиболее чистый мел, практически без глинистой примеси. И на фоне этого чистого писчего мела резким скачком роста парамагнитного материала практически без всякого перехода выделяется прослой "погранич-

ной глины". Этим "пограничная глина" отличается от расположенного выше глинистого прослоя, переход к которому чуть менее резкий - есть интервал (1-2 см) плавного нарастания глинистого (парамагнитного) материала.

4. Из совокупности полученных результатов можно считать, что собственно граница мезозоя и кайнозоя, представленная прослоем "пограничной глины", какими-либо характерными магнитолитологическими и магнитоминералогическими особенностями не выделяется по сравнению с другими подобными отложениями разреза вне границы. Приуроченность выпадения частиц металлического железа к границе М/К не отмечается, они выпадают вблизи обоих прослоев "глин", но не в самих "глинах" отсутствуют. Время их выпадения охватывает десятки тысяч лет, по их распространению нельзя говорить о связи "пограничной глины" с одноактным импактным событием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Назаров М.А., Барсукова Л.Д. и др. Граница мела и палеогена на юге Туркмении и ее геохимическая характеристика // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, Вып. 2. С. 55-69.
- Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.А. Магнетизм ос-окислов и гидроокислов железа. М.: Изд-во ИФЗ АН СССР. 1988. 180 с.
- Буров Б.В., Нургалеев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во КГУ. 1986. 167 с.
- Веплирн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. Глобальные катастрофические события и их роль при стратиграфических корреляциях осадочных бассейнов разного типа. М.: Изд-во МГУ. 1998. 198 с.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3-37.
- Котельников Д.Д., Найдин Д.П. Глинистые минералы пограничных отложений сеноман/турон Крыма и маастрихт/даний Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. -28-45.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.
- Назаров М.А., Барсукова Л.Д., Колесов Г.М., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов // Геохимия. 1983. № 8. С. 1160-1166.
- Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С. и др. Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 13-32.
- Найдин Д.П. Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже Маастрихта и дания // Изв. Вузов. Геол. и разведка. 1986. № 9. С. 3-13.
- Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний.

- Бюлл. МОИП, отдел геол. 1993. Т. 68. Вып. 3, С. 34-37.
- Найдин Д.П., Кияшко СИ. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных осадков пограничного интервала Маастрихт-даний на Мангышлаке // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 55-66.
- Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф. Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М.: Изд-во МГУ. 1988. 140 с.
- Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калинин Г.П., Андреев Ю.Н. Макропалеонтологическая характеристика Маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990а. № 11. С. 3-15.
- Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калинин Г.П., Андреев Ю.Н. Микропалеонтологическая характеристика Маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990б. № 12. С. 68-82.
- Шарафутдинова Н.Г. Диноцисты на границе Маастрихта и дания в разрезе Кошак // Бюлл. Моск. О-ва испытателей природы, отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 2. С. 92-98.
- Adamia Sh., Salukadze N., Nazarov M., Gongadze C Gvvtadze T., Kilasonia E., Asanidze B. Geological events at the Cretaceous-Paleocene boundary in Georgia (Caucasus) // Geologica Balkanica // 1993. V. 23. № 3. P. 35-3.
- M Alvarez W., Asaro A., Montanari A. Indium profile for 10 million years across the Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio (Italy) // Science. 1990. V. 250. P. 17WM703.
- Baúlus B., Peacor D.R., Elliot W.C. Coexisting altered glass and Fe-Ni oxides at the Cretaceous-Tertiary boundary Stevens Klint (Denmark) direct evidence of meteorite impact // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 182. P. 127-136.
- Cande S., Kent D.V. A new geomagnetic polarity timescale for the Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 917-932.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260-266.
- Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot versus H_c/H_s , I, Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002a. V. 107.
- Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M_r/M_s vs. H_c/H_s), 2, Application to data for rocks, sediments and soils // J. Geophys. Res. 2002b. V. 107.
- Ellwood B.D., MacDonald W.D., Wheeler C., Benoist S.L. The K-T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical information // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 206. P. 529-540.
- Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469-523.
- Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 189. P. 269-276.
- Montanari A., Bagatin C., Farinella A. Earth cratering record and impact energy flux in the last 150 Ma // Planet. Space Sci. 1998. V. 46. P. 271-281.
- Morner N.A., Naidin D.P. The Cretaceous tertiary boundary in Stevens Klint (Denmark) and Mangyshlak (USSR): a comparison based on paleomagnetic correlations // Materials of 27 MGC Session. 1984. V. 9. P. 2.
- Pechersky D.M., Garbuzenko A.V. The Mesozoic-Cenozoic Boundary: Paleomagnetic Characteristic // Russian J. Earth Sci., 2005.
- Richter C., van der Pluijm B.A. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods // Phys. Earth Planet. Int. 1994. V. 82. P. 11-121.
- Rocchia R., Bodet D., Bonte Ph., Jehanno C, Chen Y., Cottarello V., Mary C., Wezel F. The Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio revisited: vertical extent of the Ir anomaly // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 206-219.
- Sarkar A., Bhattacharya S.K., Shukla P.N., Bhandary N., Naidin D.P. High resolution profile of stable isotopes and tridium across a K/T boundary section from Koshak Hill. Mangyshlak. Kazakhstan // Terra Nova. 1992. V. 4. № 5. P. 585-590.
- Smith J., W.G.H.Z. ten Kate. Trace-element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary - consequences of a large impact // Cretaceous Res. 1982. V. 2. P. 307-322.
- Yasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49. № 3. P. 224-226.