

УДК 551.762.3:551.763.1:550.838.5(574.1)

Е.Ю. Барабошкин<sup>1</sup>, А.Ю. Гужиков<sup>2</sup>, В.Н. Беньямовский<sup>3</sup>, Г.Н. Александрова<sup>4</sup>,  
Е.Е. Барабошкин<sup>5</sup>, А.М. Суринский<sup>6</sup>

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПЛАТО АКТОЛАГАЙ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)<sup>7</sup>

На основе детального геологического описания, седиментологического и петромагнитного изучения получены новые данные о строении и условиях формирования опорного эоценового разреза на плато Актолагай (Северный Прикаспий, Западный Казахстан). Пересмотрен объем алашенской и толагайсорской свит.

*Ключевые слова:* эоцен, ипрский ярус, стратиграфия, магнитостратиграфия, петромагнетизм, седиментология, ихнофоссилии, плато Актолагай, Западный Казахстан, Северный Прикаспий.

Detailed geological, sedimentological and petromagnetic study provided new data on the structure and sedimentary conditions of the Eocene reference section of the Aktolagay Plateau (North Caspian Sea, Western Kazakhstan). The stratigraphy of Alashen and Tolagaysor Formations was revised.

*Key words:* Eocene, Ypresian, stratigraphy, magnetostratigraphy, petromagnetism, sedimentology, trace fossils, Aktolagay Plateau, West Kazakhstan, Northern Caspian.

**Введение.** Первое краткое упоминание о палеогеновом (эоценовом) разрезе плато Актолагай (старое написание Актулагай; юго-запад Актюбинской области, левобережье среднего течения р. Эмба, Западный Казахстан; рис. 1) относится к 1970 г. [Геология СССР..., 1970]. Разрез вскрыт на одноименном соляном куполе (47°32'29,9" с.ш.; 55°09'12,3" в.д.) и известен в литературе благодаря прекрасной обнаженности, значительной полноте и хорошей охарактеризованности комплексами акуловых [Беньямовский, 1994; Малышкина, 2006; Steurbaut, 2011; Железко, Козлов, 1999; King et al., 2013]; он является стратотипом алашенской и толагайсорской свит [Беньямовский и др., 1990]. В 2013 г. разрез был детально описан и опробован (точка наблюдения 3020): по системе «образец в образец» взяты пробы для макро- (зубы акул) и микропалеонтологического (фораминиферы, нанопланктон, палинологический состав) изучения, отобраны ориентированные штUFFы для магнитостратиграфических исследований с 75 уровней, а для петромагнитного изучения с 218 уровней (приблизительно через 0,3 м) при мощности разреза ~73 м. Полученные к настоящему времени седимен-

тологические и петромагнитные данные позволяют детально расчленить разрез, уточнив его деление на свиты, и реконструировать некоторые особенности осадконакопления.

**Строение разреза.** На сильноэродированной, пронизанной норами *Thalassinoides*, кровле маастрихтского белого писчего мела залегает следующая последовательность пачек (рис. 2, 3; снизу вверх).

*Алашенская свита, нижняя подсвита:*

пачка 1 (образцы 2–9). Глины зеленовато-серые, пластичные, в самом основании (Unit A1, по [King et al., 2013]) и в верхней части неяснослоистые, слабоизвестковые, биотурбированные крупными *Chondrites targionii* (Brongn.), мелкими *Ch. intricatus* (Brongn.) (рис. 3, 3), лимонитизированными (по пириту) *Pilichnus dichotomus* Uchman, реже *Planolites*. В нижней части глины тонкослоистые, практически без биотурбаций. Встречаются остатки рыб и редких двустворок. Подошва очень резкая, вдоль нее развиты корки селенита и ожелезнение (рис. 3, 7), а выше расположены зеленоватые глинистые пески с мелкой галькой и гравием известняков, фосфоритов и фосфатизированными зубами акул. Эти же поро-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* barabosh@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра Общей геологии и полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* aguzhikov@yandex.ru

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vnben@mail.ru

<sup>4</sup> Геологический институт РАН, Москва, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* dinoflag@mail.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; *e-mail:* baraboshkin\_zhen@mail.ru

<sup>6</sup> Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра общей геологии и полезных ископаемых, аспирант; *e-mail:* arsur91@yandex.ru

<sup>7</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00196-а, 13-05-00745-а, 14-05-00421) и Минобрнауки России в рамках базовой части (номер госрегистрации 1140304447, код проекта 1582) и госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757), а также темы № 28 президиума РАН.

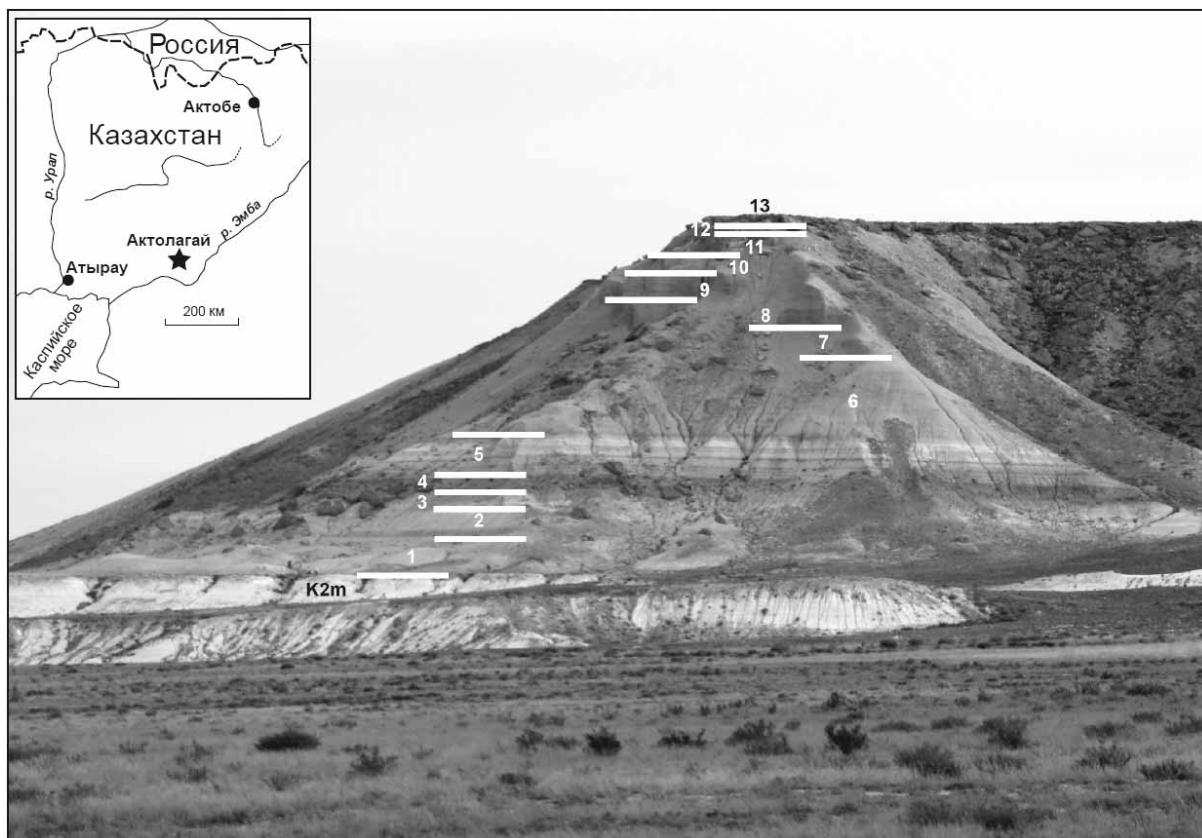


Рис. 1. Схема расположения разреза (врезка) и общий вид изученного разреза с положением выделенных пачек

ды выполняют небольшие эрозионные карманы и норы *Thalassinoides* (рис. 3, 7), уходящие на глубину до 50–60 см в кровлю маастрихта. Местами в эрозионных карманах сохранились отложения верхнего палеоцена [там же]. Мощность 8,5 м.

*Средняя подсвита:*  
пачка 2 (образцы 10–14). Зеленовато-серые известковые глины, горизонтально-слоистые в основании (0,7–1,1 м) и биотурбированные в верхней части. Мощность 4,1–4,4 м;

Таблица 1

**Изменение взглядов на стратиграфическое расчленение изученного разреза**

[Беньямовский и др., 1990]		[Железко, Козлов, 1999]		[King et al., 2013]			Наши данные		
Ярус, подъярус	Свита	Отдел, ярус, подъярус	Свита	Ярус, подъярус	Свита	Unit	Ярус, подъярус	Свита, подсвита, толща	Пачка
Сарматский		Миоцен		Сарматский	«Сармат»		Сарматский		12–13
		Лютетский		Верхнелютетский–бартонский	Сангрыкская?	D	Верхнелютетский–бартонский	Сангрыкская	11
Верхняя часть нижнего эоцена — нижняя часть среднего эоцена	Толагайсорская	Ипрский	Толагайсорская	Ипрский	Толагайсорская	C2		Толагайсорская	10
									9
									8
									7
					C1			6	
Нижняя часть нижнего эоцена	Алашанская		Алашанская		Алашанская	Актулагайская	Ипрский		5
									верхняя
									средняя
									4*
									3
					A3			2	
					A2				
					A1				
									нижняя
									1

\* Пачка с самыми мощными прослоями сапропелита.

пачка 3 (образцы 15–20). Ритмичное чередование зелено-серых биотурбированных и темных тонкослоистых глин или глинистых сланцев. Биотурбации представлены *Pilichnus dichotomus* Uchman, *Planolites*, *Chondrites intricatus* (Brongn.) (рис. 3, 1); в работе [King et al, 2013] отмечено присутствие *Thalassinoides* и *Zoophycos*. Массовое развитие *Chondrites intricatus* (Brongn.), выполненных как светлыми, так и темными глинами, приурочено к отдельным уровням, маркирующим небольшие перерывы (omission surfaces, по [там же]). Встречаются остатки рыб и редкие раковины двустворок. Мощность 10,3 м;

пачка 4 (образцы 21–23). Ритмичное чередование тонкослоистых темно-коричневых битуминозных сланцев (0,3–0,8 м) и коричневатых-серых сланцеподобных глин (0,2–0,3 м; рис. 3, 5). Наиболее мощный верхний прослой сланца (0,8 м), кровля которого размыта. Биотурбации не проявлены. Встречаются многочисленные остатки рыб и гипсово-лимонитовые (по пириту) конкреции. Мощность 3,1 м.

*Верхняя подсвита:*

пачка 5 (образцы 24–32). Ритмичное чередование биотурбированных темно-коричневых битуминозных сланцев (0,1–0,5 м) и зеленоватых глин (0,2–2,1 м) (рис. 3, 5). Мощность глин существенно возрастает кверху. Биотурбации представлены преимущественно *Chondrites intricatus* (Brongn.), редко *Planolites* (рис. 3, 4). *Chondrites intricatus* (Brongn.) массово развиты вдоль отдельных уровней перерывов, что отмечено в работе [King et al., 2013]. В подошве пачки присутствует несколько в разной степени выраженных эрозионных поверхностей, вдоль которых встречаются многочисленные мелкие (1–3 см) фосфориты, в том числе фосфатизированные копролиты *Lumbricaria intestinum* Münst., *L. gordialis* Münst., кости и позвонки рыб, зубы акул (рис. 3, 6). Встречаются гипсово-лимонитовые (по пириту) конкреции, почти исчезающие в верхней части. Кровля размыта. Мощность 8,7 м.

*Толгайсорская свита:*

пачка 6 (образцы 33–47). Чередование сантиметровых слоев зеленоватых-серых и коричневатых неяснослоистых алевролитистых глин и миллиметровых прослоев и линз тонкозернистых песков и алевролитов. В основании пачки в сантиметровых песчаных прослоях наблюдается косая слоистость. В верхних 5 м разреза пачки количество алевролита заметно умень-

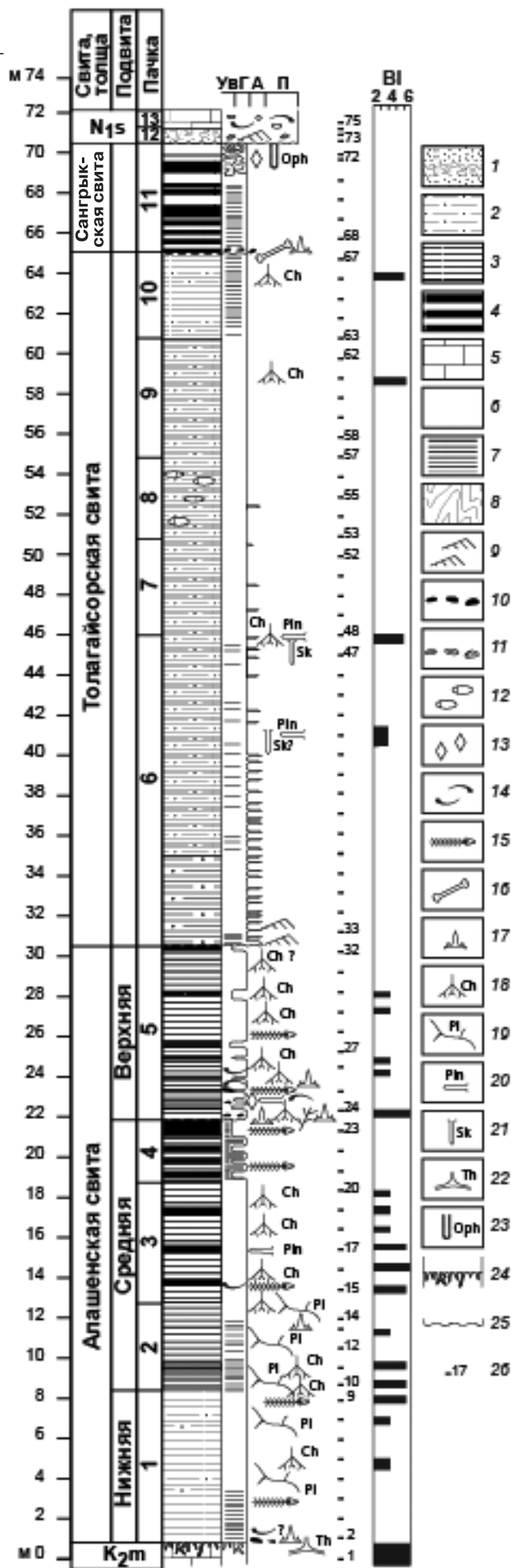


Рис. 2. Стрoение разреза и интенсивность биотурбации: породы и структуры: 1 — пески (П) с галечниками, 2 — алевролиты (А), 3 — глины (Г), 4 — битуминозные сланцы (Ув), 5 — известняки; текстуры: 6 — массивная, 7 — горизонтально-слоистая, 8 — оползневая, 9 — косослоистая; другие элементы разреза: 10 — гальки фосфоритов, 11 — интракласты, 12 — известковые конкреции, 13 — кристаллы гипса; органические остатки: 14 — моллюсков, 15 — рыб, 16 — крупных позвоночных, 17 — зубы акуловых; биотурбации: 18 — *Chondrites*, 19 — *Pilichnus*, 20 — *Planolites*, 21 — *Skolithos*, 22 — *Thalassinoides*, 23 — *Ophiomorpha*; границы: 24 — твердого дна, 25 — эрозионные, 26 — места отбора образцов и их номера (только упомянутые в тексте и на рисунках). BI — биотурбационный индекс, по [Droser, Botjtjer, 1986]

Таблица 2

## Стратиграфическое расчленение изученного разреза

Ярус, подъярус	[King et al., 2013]		Наши данные			Зоны [King et al., 2013; Беньямовский и др., 1990; Беньямовский, 1994; Железко, Козлов, 1999]						
	Unit	Свита	Свита, подсвита, толща	Пачка	ПК*	Нано-планктон	Диноцисты	Селахии	Фораминиферы	Птероподы		
Сарматский		«Сармат»		12–13					Планктонные	Бентосные		
Верхне-лютетский–бартонский	D	Сангрыкская?	Сангрыкская	11	3		Rhombodinium draco (в основании)					
Ипрский	C2	Толагайсорская	Толагайсорская	10	2	NP14a	Wetzeliella eosaenica	Otodus auriculatus auriculatus (E10)	E7–E8?	Uvigerina bykovae		
				9								
				8								
				7								
	C1			6		NP13	Attophaeridium diktyoplokum	Otodus auriculatus disauris (E9)		Bulimina praeflata		
	B2	Акулагайская		Верхняя	5	1	NP12	Chancesdownia coleothr	Otodus aksuaticus (E8)	E5 или древнее	Bulimina mitgarziana	9b
	B1**			Сред.	4**							
	A3	Алашанская		Сред.	3	NP11	Dracodinium varielongit	Otodus aksuaticus (E8)		Pseudogaudryina externa	8/9	
	A2				2							
	A1				1							
				Нижняя			NP10b	Deflandrea oebisfeldensis				

\* Петромагнитные комплексы; \*\* пачка с самыми мощными прослоями сапропелита.

шается. Единичные биотурбации представлены *Chondrites* isp., *Planolites* isp. и *Skolithos* isp. Присутствуют немногочисленные лимонитизированные пиритовые конкреции. Мощность 15,4 м;

пачка 7 (образцы 48–52). Зеленовато-серые, коричневатые неясно- и горизонтально-слоистые глины с редкими миллиметровыми прослоями алеврита. Мощность 9,5 м;

пачка 8 (образцы 53–57). Породы, аналогичные пачке 6, с несколькими горизонтами карбонатных конкреций размером до 10–15 см. Мощность 4,1 м;

пачка 9 (образцы 58–62). Породы, аналогичные пачке 6, но более алевритистые, с многочисленными рассеянными лимонитовыми (по пириту) конкрециями и единичными *Chondrites* isp. Мощность 5,9 м;

пачка 10 (образцы 63–67). Зеленовато-серые, почти чистые слоистые пластичные глины с небольшой примесью алеврита. Наблюдаются конкреции сидерита, отмечены мелкие зерна глауконита и раковины двустворок [King et al., 2013]. Кровля размыта. Мощность 4,3 м.

«Сангрыкская толща»:

пачка 11 (образцы 68–72). Слоистые темно-коричневые битуминозные сланцы; в верхних 1,5 м

разреза пачки сланцы имеют зеленовато-серый цвет, с оползневыми деформациями (рис. 3, 8). В подошве присутствует прослой алевролитов с хорошо окатанными гальками окремнелых и фосфоритовых песчаников (диаметр до 4 см), фосфатизированных остатков крупных костей позвоночных и зубов акул. Кровля размыта. Мощность 5 м.

Сарматский ярус:

пачки 12–13 (образцы 73–75). В основании желтые рыхлые пески (мощность до 1 м) с интракластами глин и кварцевой галькой, из подошвы которых выходят вертикальные норы *Ophiomorpha*. Пески надстроены биокластовыми плитчатыми известняками (мощность 1,2–1,5 м), содержащими терригенную примесь, с крупномасштабной троговой слоистостью и слоистостью типа «рыбья кость», которые бронируют поверхность плато. Видимая мощность 2,5 м.

**Результаты исследований и их обсуждение. Литостратиграфические исследования.** В.Н. Беньямовским с соавторами [1990] в этом разрезе установлены стратотипы алашанской и толагайсорской свит (табл. 1). Граница между ними помещена в подошву сланцев пачки 4, а кровля толагайсорской свиты проведена по



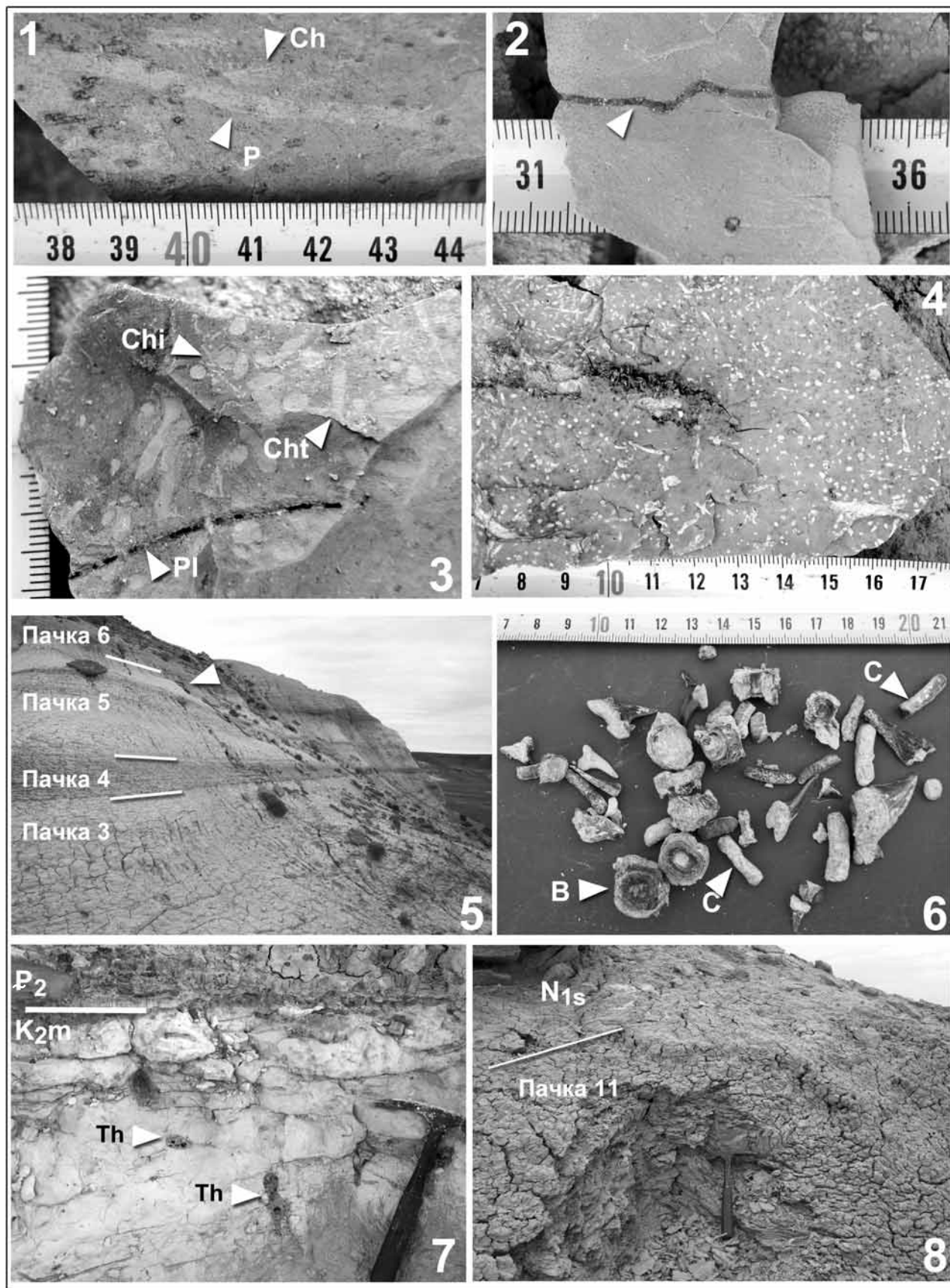


Рис. 3. Иchnofоссилии и характерные особенности строения разреза: 1 — ходы *Planolites* (P), *Chondrites intricatus* (Brongn.) (Ch) в глинах пачки 3 (образец 17); 2 — пиритизированный ход *Pilichnus* в глинах пачки 2 (образец 10); 3 — ходы *Chondrites targionii* (Brongn.) (Cht), *Ch. intricatus* (Brongn.) (Chi) и пиритизированный *Pilichnus dichotomus* Uchm. (Pl) из пачки 1 (образец 9); 4 — многочисленные *Chondrites intricatus* (Brongn.) из основания пачки 5 (образец 24); 5 — общий вид средней (пачки 3, 4), верхней (пачка 5) подшвы алашенской свиты и основание (пачка 6, стрелка) толагайсорской свиты; 6 — фосфатизированные копролиты (С), позвонки рыб (В) и зубы акул из подшвы пачки 5; 7 — граница маастрихта и эоцена (пачка 1) на 6 км юго-юго-западнее изученного разреза; Th — норы *Thalassinoides* с мелкой галькой и гравием известняков и фосфоритов палеоэоцена—эоцена; 8 — оползневые деформации в битуминозных сланцах пачки 11, ниже подошвы миоценовых отложений

основанию «глин» пачки 12, отнесенных указанными авторами к сармату.

Позже [Железко, Козлов, 1999] сланцы пачки 11 были включены в толагайсорскую свиту, а к сармату отнесены только перекрывающие известняки (табл. 1). Принадлежность глин пачки 11 к свитам никак не определялась, хотя для аналогичного интервала на Южной Эмбе установлена керестинская свита, а для Средней Эмбы предложена новая сангрыкская толща [там же]. Отметим, что ранее этот интервал в Утвинско-Хобдинском районе отнесен к шубарсайской свите [Беньямовский, 1994].

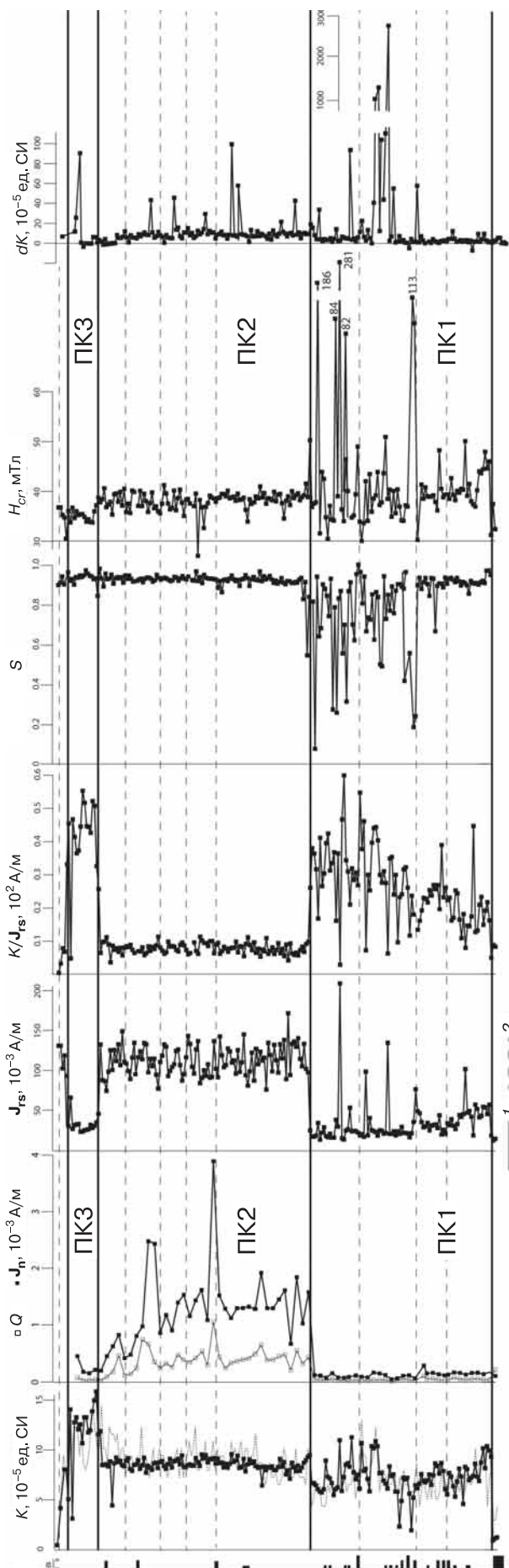
В работах [Steurbaut, 2011; King et al., 2013] алашенская свита принята в прежнем объеме; сланцы пачки 4 выделены в новую актулагайскую свиту; объем толагайсорской свиты уменьшился до пачек 6–10, а пачка 11 сопоставлена с сангрыкской толщей, причем без должного обоснования ее ранг повышен до свиты (табл. 1).

Установление актулагайской свиты в изученном разрезе неправомерно, поскольку такая свита уже выделялась ранее в сеноманских отложениях Актолагай [Колтыпин, 1957].

На основании анализа комплекса лито-, био- и магнитостратиграфических данных нами пересмотрен объем свит. Мы считаем, что нижняя часть разреза (пачки 1–5), представленная закономерным чередованием карбонатных глин и битуминозных сланцев или сланцеподобных глин, отвечает единому этапу развития аноксийного бассейна и соответствует алашенской свите. Эта свита подразделяется на три подсвиты: нижняя (пачка 1) содержит прослои сланцеватых глин, биотурбированных *Chondrites*. Средняя подсвита (пачки 2–4) начинается мощным прослоем горизонтально-слоистых известковистых сланцеватых глин, отвечающих усилению дизоксийных условий. В пачке 3, отвечающей началу аноксийных условий, содержатся маломощные прослои настоящих битуминозных сланцев (сапропелитов), биотурбированных *Chondrites*. Наиболее мощные сапропелиты пачки 4 формировались во время значительной аноксии и не содержат биотурбаций. Верхняя подсвита (пачка 5), отделенная эрозионной поверхностью перерыва с фосфоритами, представлена ритмичным чередованием биотурбированных темно-коричневых битуминозных сланцев и зеленоватых глин (рис. 3, 5), причем мощность последних вверх по разрезу возрастает.

Вышележащая литологически однородная глинисто-алевритовая толща (пачки 6–10), залегающая с размывом (~~что отрицают все ее исследователи~~) и с размывом же перекрытая «сангрыкской толщей», также отвечает самостоятельному этапу развития бассейна. Мы относим ее к толагайсорской свите.

Рис. 4. Петромагнитный разрез эоцена плато Актолагай (точка наблюдения 3020). На графике  $K$  замеры на MFK-1FB соединены сплошной линией, на KT-10 — пунктиром; 1 — границы петромагнитных комплексов, 2 — границы пачек; остальные обозначения см. на рис. 2



Таким образом, мы понимаем ее так же, как К. Кинг с соавторами [King et al., 2013]. Мы используем название «сангрийская толща» вслед за [там же] условно, поскольку ранее в Утвинско-Хобдинском районе этот интервал был включен в шубарсайскую свиту [Беньямовский, 1994]. Очевидно, что этот вопрос требует дальнейшего изучения.

**Биостратиграфические исследования.** В настоящее время накоплено много данных о биостратиграфической характеристике изученного разреза [Беньямовский и др., 1990; Steurbaut, 2011; King et al., 2013; Железко, Козлов, 1999]. Наиболее детальные сведения о распространении в разрезе диноцист, нанопланктона, фораминифер, остракод, птеропод, селахий и некоторых других фоссилий приведены в работе [King et al., 2013]. Они суммированы в табл. 2.

Согласно биостратиграфическим данным, в основании разреза установлен перерыв, охватывающий весь палеоцен, пачки 1–10 отвечают практически всему ипру. Гиатусы на границах большинства пачек внутри этого интервала незначительны. На границе Unit A1 и Unit A2 установлен перерыв, отвечающий двум диноцистовым зонам (*Wetzeliella astra*, *W. meckelfeldensis*). Значительный перерыв установлен на границе пачек 10 и 11 (или C2 и D, по [King et al., 2013]), возраст последней отвечает кровле лютетского–нижней части бартонского яруса [Беньямовский, 1994; King et al., 2013], а выше (пачки 12–13) также с значительным перерывом залегают породы сарматского яруса миоцена. Отметим, что пачки 11–13 детально не изучены, а мощность отложений в представлении всех авторов несколько различается.

**Петромагнитные исследования.** При петромагнитных исследованиях измерялись следующие параметры (рис. 4):  $K$  — магнитная восприимчивость, величина которой определяется концентрацией параи ферромагнетиков в породе (можно считать, что значения  $K > 20 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ обусловлены только ферромагнетиками);  $K_r$  — магнитная восприимчивость, измеренная после прогрева пород при температуре 500 °С в течение часа (термокаппа). Прирост  $dK = K_r - K$  отражает при этом содержание тонкодисперсного пирита в образце благодаря фазовому переходу  $FeS_2$  в сильномагнитный  $Fe_3O_4$  при температуре свыше 400 °С [Буров, Ясонов, 1979];  $J_n$  — естественная остаточная намагниченность, модуль которой зависит от концентрации только ферромагнитных минералов в породе и, кроме того, от степени упорядоченности их магнитных моментов. Поэтому значения  $J_n$  могут существенно различаться даже при одинаковой концентрации ферромагнетиков;  $J_{rs}$  — остаточная намагниченность насыщения — максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем, на ее значение влияет как концентрация, так и размер зерен ферромагнетиков;  $H_{cr}$  — остаточная коэрцитивная сила, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить  $J_{rs}$  образца. Она зависит от магнитной

жесткости носителя намагниченности (к магнитомягким минералам относится, например, магнетит, а к магнито жестким — гидроксид железа и гематит).

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) или магнитная текстура — данные о магнитной восприимчивости пород, измеренной по разным направлениям. Различные типы магнитной анизотропии — индикаторы гидродинамического режима. В данном случае короткие оси магнитных эллипсоидов ( $K3$ ) сконцентрированы в центре стереопроекции, а длинные ( $K1$ ) и средние ( $K2$ ) оси равномерно расположены вдоль ее экватора (рис. 5, А), что типично для осадков, формировавшихся в спокойной гидродинамической обстановке.

Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитаны следующие параметры: фактор  $Q$  (параметр Кенигсбергера) — отношение естественной остаточной намагниченности к индуктивной, параметр магнитной жесткости  $S = |J_{r(-300)}|/J_{rs}$  (где  $J_{r(-300)}$  — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл), отношение  $K/J_{rs}$  (рис. 4). Значения фактора  $Q > 1$  в осадочных породах, как правило, указывают на химическую природу намагниченности. Значения параметра  $S$ , близкие к нулю, служат индикатором гематита [Evans, Heller, 2003]. Отношение  $K/J_{rs}$  характеризует средний размер ферромагнитных зерен.

Для 13 образцов сняты кривые насыщения (рис. 5, Б), которые фиксируют магнитомягкую фазу (образец 12):  $J_{rs}$  приобретает под воздействием магнитного поля 250–350 мТл, что характерно для тонкодисперсного магнетита или близких к нему минералов, а также магнито жесткую фазу (образец 27): насыщение не достигается при 700 мТл, что указывает на присутствие гематита или гидроксидов железа.

Измерения  $K$  в полевых условиях выполнены портативными приборами КТ-6 и КТ-10, в лабораторных — на каппабридже «МФК1-ФВ», остаточной намагниченности — на двухскоростном спинмагнитометре JR-6. Гистерезисные характеристики ( $J_{rs}$ ,  $J_r$ ,  $H_{cr}$ ) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл (в тех случаях, когда насыщение образцов не было достигнуто, за  $J_{rs}$  принимали намагниченность, измеренную после воздействия поля 700 мТл);  $dK$  измеряли после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Для анализа анизотропии  $K$  использована программа Anysoft 4.2. Результаты полевых и лабораторных измерений  $K$  показали хорошую сходимость (рис. 4).

Изученный разрез прекрасно дифференцирован по магнитным свойствам на три петромагнитных комплекса (ПК) (рис. 4).

Нижний комплекс (ПК1) отмечен высокой вариабельностью  $K$  и минимальной  $J_n$ ; низкой (за исключением единичных всплесков) и убывающей в целом вверх по разрезу  $J_{rs}$ , большим разбросом значений  $K/J_{rs}$  на фоне однозначного тренда к увеличению средних значений вверх по разрезу, а также наличием минимальных величин  $S$  и максимальных  $H_{cr}$  и  $dK$ .



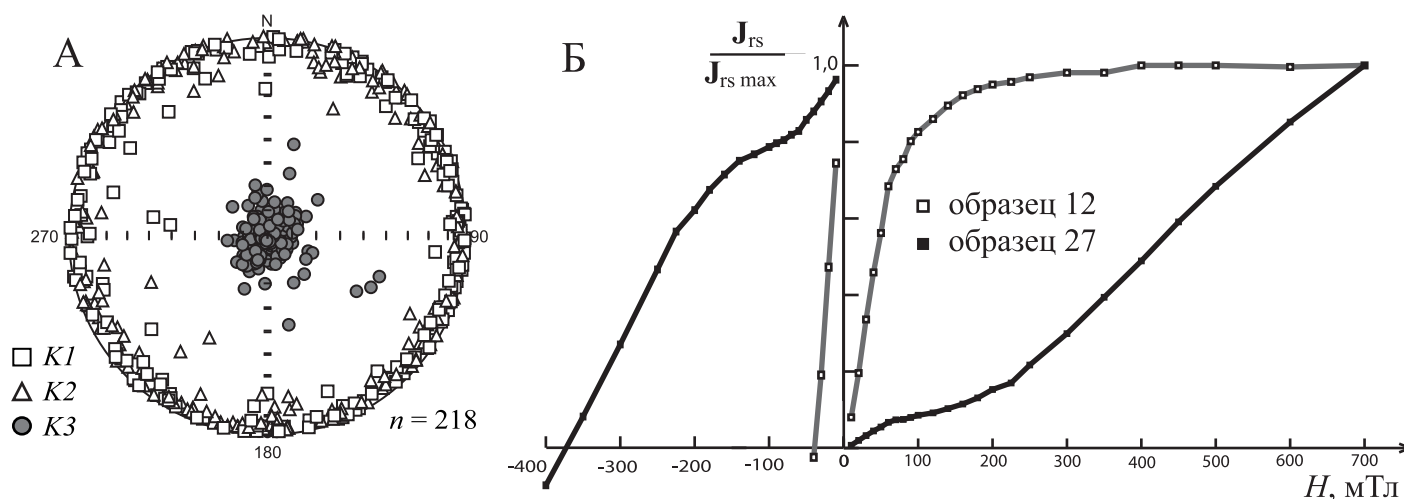


Рис. 5. Распределение направлений осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (А) и кривые магнитного насыщения-разрушения (Б)

В пределах ПК2  $K$  и  $H_{cr}$ , за исключением единичных уровней, очень однородны, значения  $J_n$ ,  $J_{rs}$  и  $S$  максимально высоки, отношение  $K/J_{rs}$  минимально, встречаются уровни с аномально большими значениями  $dK$ , которые, однако, по абсолютной величине гораздо меньше подобных всплесков в ПК1.

ПК3 характеризуется самыми высокими значениями  $K$  и  $K/J_{rs}$  при низких  $J_n$  и  $J_{rs}$ , пониженными  $H_{cr}$  при стабильно высоких  $S$  и высоких значениях  $dK$ .

Каждый ПК отвечает крупному этапу развития палеобассейна, поскольку петромагнитные вариации обусловлены седиментационной ритмичностью, связанной с колебаниями уровня моря и сменой геохимических обстановок в осадке [Гужиков, Молоствовский, 1995]. Поэтому уровни резкого изменения магнитных свойств наряду с литолого-седиментологическими признаками служат объективными критериями для обоснования деления разреза на свиты. Так, ПК1, ПК2 и ПК3 тождественны алашанской, толагайсорской свитам и сангрыкской толще соответственно (рис. 4). ПК1 дополнительно подразделяется на две части — нижнюю, с повышенными значениями  $J_{rs}$  и  $J_n$ , и верхнюю, с пониженными  $J_{rs}$ ,  $J_n$ , в среднем более высокими значениями  $K/J_{rs}$  и аномальными  $S$ ,  $H_{cr}$  и  $dK$  (рис. 4). Граница между этими частями приходится на подошву пачки 3, отвечает существенному усилению аноксии и с петромагнитной точки зрения она более значима в событийном плане, чем литологические границы, фиксирующие подошвы пачек 2 и 4.

**Условия формирования осадочного бассейна.** На основе полученных данных установлено несколько этапов развития бассейна. По мнению [King et al., 2013], в рассматриваемом разрезе выделяется не менее четырех осадочных секвенций. Нижняя секвенция (20 см в основании пачки 1, по [King et al., 2013]) нами не установлена. Она выделена по палеонтологическим данным и подчеркнута скоплением фосфоритов. Мы вполне допускаем возможность ее существования, поскольку эта часть разреза сильно конденсирована.

По нашим наблюдениям, фосфориты в подошве пачки 1 рассеяны в нижних 15–20 см и проникают в подстилающие отложения на глубину не менее 20–30 см по системе нор *Thalassinoides* (рис. 4, 7). Не исключено, что это более древняя (палеоценовая? поздне меловая?) система нор, откопанная вторично. В этом случае можно допустить существование даже нескольких секвенций в этой части разреза.

Вторая секвенция, по [King et al., 2013], отвечает большей части пачки 1 и пачкам 2–5, т.е. интервалу ПК1. Пачки 1–3 содержат многочисленные уровни с *Chondrites* и *Pilichnus*, которые фиксируют кратковременные остановки осадконакопления и развитие дизоксии (всего 14, согласно данным [King et al., 2013]). Характерная черта этого интервала — редкость макробентоса, умеренное разнообразие бентосных фораминифер и остракод, а также чередование интервалов, биотурбированных устойчивыми к дизоксии *Chondrites* и *Pilichnus*, присутствие тонко- и горизонтально-слоистых глин без биотурбаций. Количество последних увеличивается вверх одновременно с появлением более темной и бурой окраски. Очевидно, что эти явления взаимосвязаны и обусловлены усилением дефицита кислорода в осадке [Bromley, 1996]. Так, в пачке 1 доминируют крупные *Chondrites* (группы *targionii*) и *Pilichnus* (рис. 3, 3) и присутствуют *Zoophycos* [King et al., 2013]; в пачках 2 и 3 доминируют мелкие *Ch. intricatus* и *Pilichnus*. В пачке 4 *Chondrites* отсутствуют, разрез представлен ненарушенными тонкослоистыми сапропелитами и глинами, что свидетельствует об обстановках сильной аноксии. Этот вывод подтверждается почти полным исчезновением бентоса [там же, 2013] и высокой концентрацией тонкодисперсного пирита, фиксируемой по аномально высоким значениям  $dK$  в интервале пачек 3–5 (рис. 4).

Эта часть разреза наиболее конденсирована, что характерно для большинства сапропелевых горизонтов [Барабошкин, 2009]. Пачка 5 в целом близка пачке 3, отличается отсутствием крупных *Chondrites*



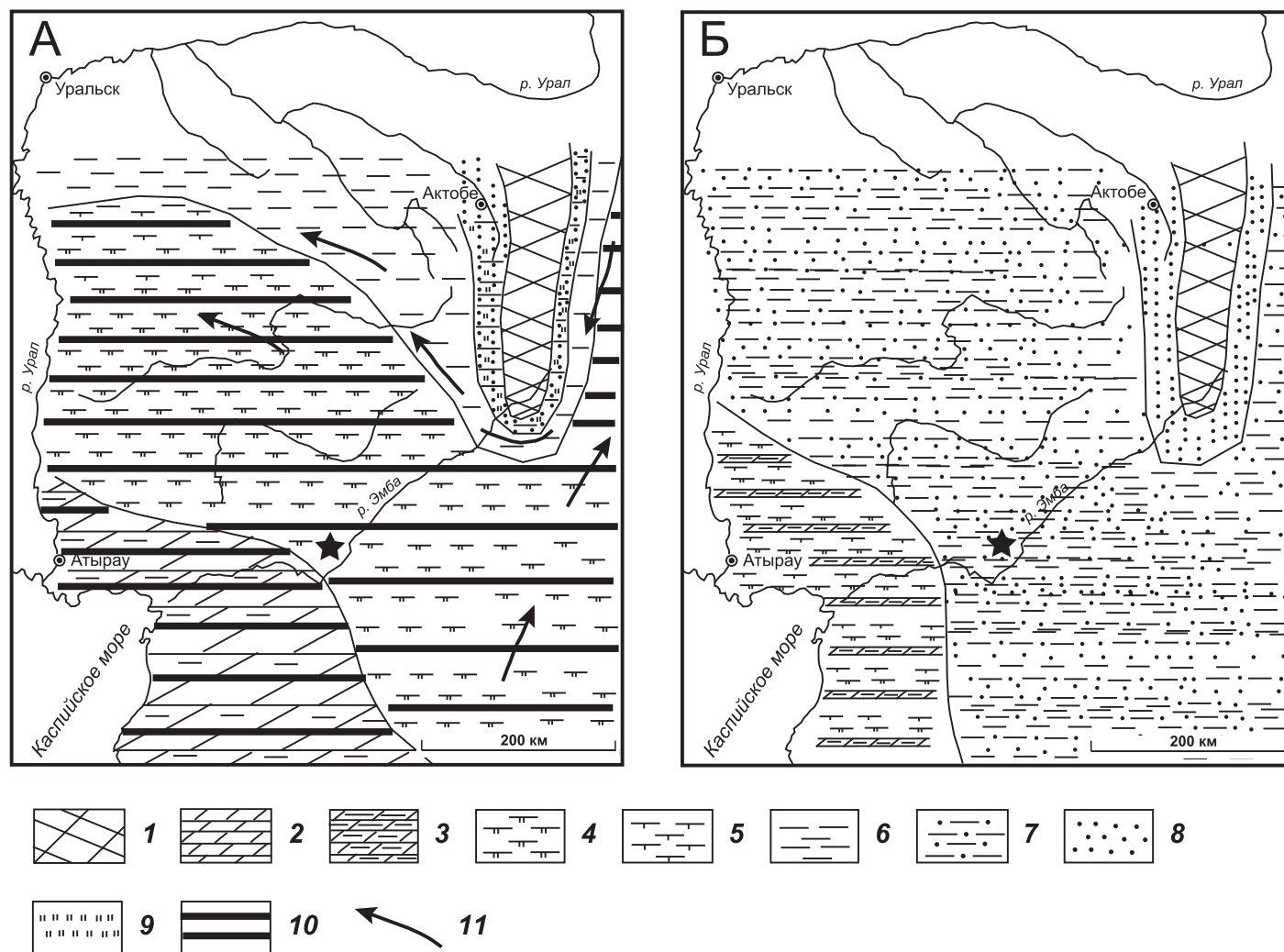


Рис. 6. Литолого-палеогеографические схемы, по [Беньямовский, 1994], с изменениями: А — ранний ипр (алашенское время), Б — поздний ипр (толагайсорское время); 1 — область размыва; 2–9 — морские отложения: 2 — мергели, 3 — мергели глинистые, 4 — глины сильнокарбонатные, 5 — глины известковые, 6 — глины неизвестковые, 7 — глины опесчаненные и алевритистые, алевриты глинистые, 8 — пески, песчаники, алевриты, 9 — опоки, трепелы, диатомиты; 10 — сапропели (битуминозные сланцы); 11 — система поверхностных течений, по [Беньямовский, 2007]. Звездочка — местоположение изученного разреза

(рис. 3, 4) и наличием настоящих сапропелитов. Она также конденсирована, но формировалась с большим числом остановок осадконакопления, что приводило к частичной деструкции органического вещества и формированию фосфоритов. Интервал пачек 3–5 отмечен (наряду с высокой концентрацией пирита) наличием гематита и гидроксидов железа (определены по минимумам  $S$  и максимумам  $H_{cr}$ ), которые, вероятно, являются продуктами окисления  $Fe_2S$  (рис. 4).

Таким образом, пачки 1–5 образуют единую секвенцию, формировавшуюся в открытых морских условиях под воздействием колебаний содержания кислорода в осадке. Поверхность максимального затопления в ней, очевидно, приходится на наиболее мощный прослой сапропелита (пачка 4), поэтому развитие бескислородных обстановок в рассматриваемом районе контролируется эвстатическими условиями. Причиной появления сапропелитов мог быть принос холодных водных масс из Западно-Сибирского бассейна через Тургайский пролив (рис. 6, А) [Бен-

ьямовский, 2007; King et al., 2013], что привело к увеличению продуктивности планктона.

Следующая (третья) секвенция отвечает пачкам 6–10 и ПК2, что совпадает с мнением предшественников [King et al., 2013]. Отложения формировались на меньшей глубине и при более интенсивном приросте терригенного материала, так как в разрезе присутствуют алеврит и песок, а в подошве пачки 6 отмечена рябь течения. В то же время разрез имеет доминирующую горизонтальную слоистость, биотурбации редки, а комплексы бентосной и планктонной микрофауны и микрофлоры свидетельствуют об открытой морской обстановке с нормальной аэрацией осадка [там же]. Сочетание этих признаков свидетельствует об относительно небольшой глубине бассейна (но ниже базиса волн) и резком увеличении темпа седиментации. Секвенция завершается **снижением** уровня моря и образованием региональной поверхности перерыва [Беньямовский, 2007]. Отметим, что в течение третьей секвенции (в позднем ипре–начале

лютета) происходила кардинальная перестройка системы водной циркуляции, что установлено для Северо-Восточного Прикаспия (на запад от р. Урал до Мугоджар) и Южно-Тургайской впадины [Беньямовский и др., 1993; Беньямовский, 1994, рис. 30, 31]. В связи с регрессией Западно-Сибирского бассейна и изоляцией его от Арктического палеоокеана [Яковлева, Александрова, 2013, рис. 5] прекратился приток холодных водных масс, как следствие резко упала продуктивность планктона, необходимого для образования сапропелей (рис. 6, Б). В петромагнитном отношении третья секвенция весьма однородна (рис. 4), что косвенно согласуется с предположением о большой скорости осадконакопления. Резкое увеличение значений  $J_n$ ,  $Q$ ,  $J_{rs}$  по сравнению с ПК1 при одновременном уменьшении  $K/J_{rs}$  (рис. 4) свидетельствует о смене состава и размерности (а возможно, и о смене генезиса с аутигенного на аллотигенный) ферромагнитной фракции.

Наконец, четвертая секвенция отвечает сангрыкской толще (пачка 11 и ПК3), сложенной тонкослоистыми аноксидными битуминозными сланцами. С петромагнитной точки зрения пачка 11 аналогична интервалу пачек 3–5 второй секвенции (рис. 4). Судя по насыщенности сульфидами, индикаторами которых служат высокие значения  $dK$  (рис. 4), степень аноксии в них была аналогична таковой или превышала ее в

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Барабошкин Е.Ю.* Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 3. С. 13–20.

*Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона (пример построения региональной стратиграфической схемы палеогена на палеогеографической основе) // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. С. 90–120.

*Беньямовский В.Н.* Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии // Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 182 с.

*Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.* Палеоген Южного Зауралья. Статья 1. Палеоген в южной части Тургайского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 22–36.

*Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р.* и др. Новые свиты палеоцена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 68–76.

*Буров Б.В., Ясонов П.Г.* Введение в дифференциальный термомангнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979. 160 с.

Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 880 с.

*Гужиков А.Ю., Молоствовский Э.А.* Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 32–41.

*Железко В.И., Козлов В.А.* Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии // Материалы

пачке 4. К сожалению, пока недостаточно данных для того, чтобы предполагать возможный механизм образования этих сланцев. Породы не затронуты биотурбацией, что говорит об осадконакоплении ниже базиса волн в условиях аноксии; кроме того, верхняя часть сланцев несет отчетливые следы оползневых деформаций, свидетельствующих о наличии склона во время их накопления либо позже.

**Заключение.** Таким образом, во-первых, уточнено строение разреза; во-вторых, пересмотрен объем алашанской (с подразделением ее на три подсвиты) и толагайсорской свит и показана неправомочность выделения актулагайской свиты; в-третьих, впервые получена детальная петромагнитная характеристика разреза. Выполнены седиментологические исследования разреза и обосновано выделение четырех секвенций, что подтверждено петромагнитными данными. Алашанская свита соответствует первой и второй секвенции или ПК1 (пачки 1–5); толагайсорская свита отвечает третьей секвенции или ПК2 (пачки 6–10); сангрыкская толща соответствует четвертой секвенции и ПК3 (пачка 11).

Мы глубоко признательны Т.Р. Акопову, К.Е. Книжнику (ТОО «Запрудгеология», г. Актобе, Казахстан) и водителям этой организации Ю.А. Дергачу и В.А. Дмитриеву за помощь при проведении полевых работ.

по стратиграфии и палеонтологии Урала. 1999. Вып. 3. 324 с.

*Колтыпин С.Н.* Верхнемеловые отложения Урало-Эмбинской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 109. 218 с.

*Мальшикина Т.П.* Эласмобранхии западной окраины Западно-Сибирского палеогенового бассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 224 с.

*Яковлева А.И., Александрова Г.Н.* К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоэоценовых отложений Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 1. С. 59–81.

*Bromley R.G.* Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications. 2 ed. L.: Chapman, Hall, 1996. 361 p.

*Droser M.L., Bottjer D.J.* A semiquantitative field classification of ichnofabric // J. Sed. Petrol. 1986. Vol. 56, N 4. P. 558–559.

*Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics. Elsevier: Academic Press, 2003. 316 p.

*King C., Iakovleva A., Steur E.* et al. The Aktulagay section, West Kazakhstan: a key site for northern mid-latitude Early Eocene stratigraphy // Stratigraphy. 2013. Vol. 10, N 3. P. 171–200.

*Steur E.* New calcareous nannofossil taxa from the Ypresian (Early Eocene) of the North Sea Basin and the Turan Platform in West Kazakhstan // Bull. Inst. Roy. Sci. nat. Belgique. Sci. de la Terre. 2011. Vol. 81. P. 247–277.