

**СРЕДНЕЮРСКИЕ ТУРБИДИТЫ ЭЛЬГОНСКОЙ СВИТЫ УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА:  
СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ПАЛЕОПОТОКОВ****С.В. Зябрев<sup>1</sup>, А.В. Кудымов<sup>1</sup>, А.Ю. Песков<sup>1</sup>, А.С. Каретников<sup>1</sup>, А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65,  
г. Хабаровск, 680000; e-mail: sziabrev@itig.as.khb.ru<sup>2</sup>ФГБОУ ВО Тихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская 136, г. Хабаровск, 680035

Поступила в редакцию 4 марта 2022 г.

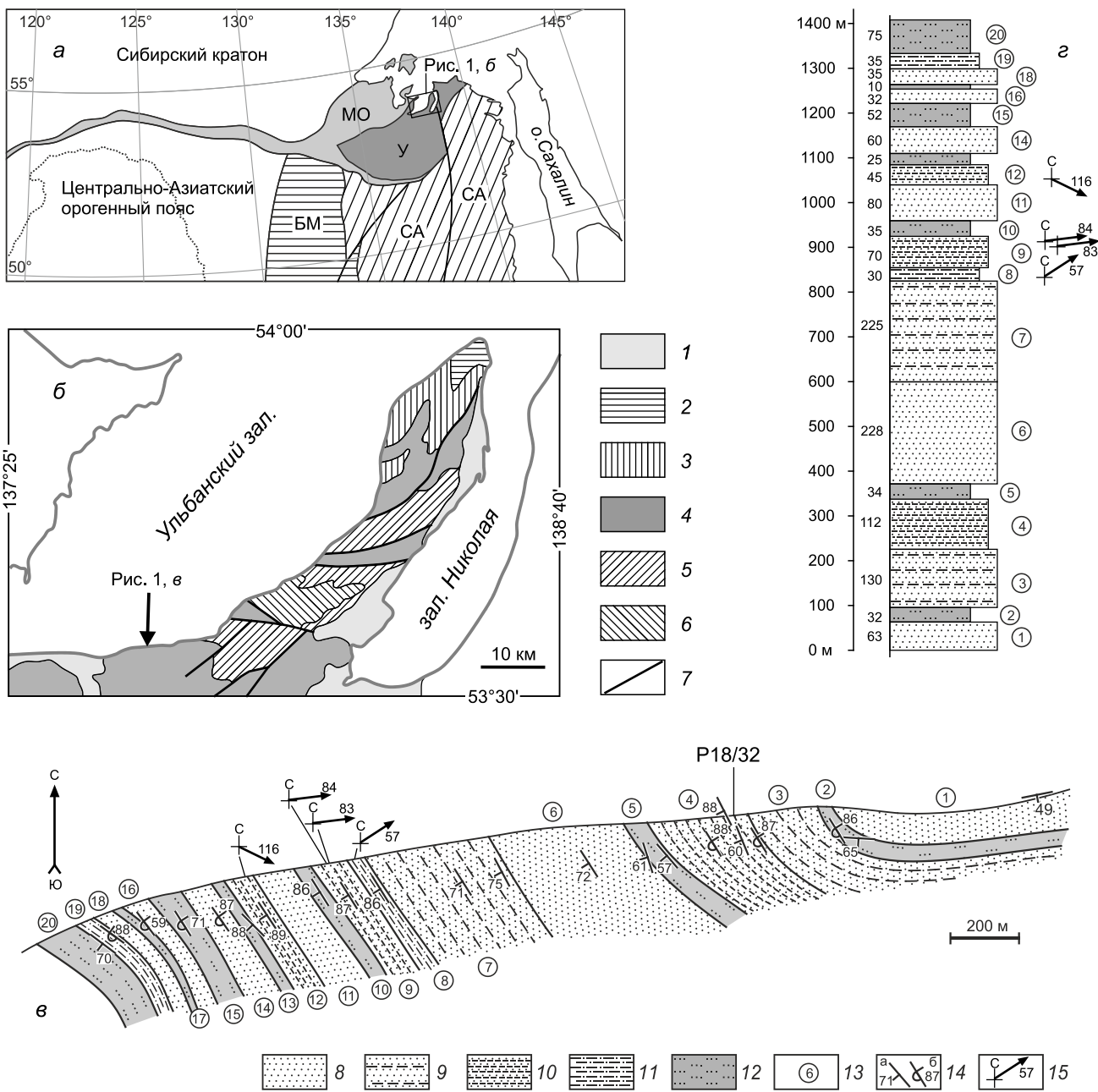
Ульбанский террейн расположен в области сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов и сложен мощной осадочной серией юрских обломочных отложений. Приведены результаты изучения части этих отложений, отнесенных к среднеюрской эльгонской свите. Рассмотрены и проиллюстрированы строение их осадочной последовательности и седиментологические особенности, указывающие на песчаную турбидитовую седиментацию в обстановке песчаной лопасти турбидитовых конусов или рамп. Направления палеотечений, замеренные в обнажениях и рассчитанные с помощью анизотропии начальной магнитной восприимчивости, свидетельствуют о транспортировке обломочного материала с З-ЮЗ источников.

**Ключевые слова:** турбидиты, обстановка седиментации, палеотечения, средняя юра, эльгонская свита, Ульбанский террейн, Дальний Восток России.

Ульбанский террейн располагается в области сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов [2–5, 9, 11–13, 15] и граничит с их аккреционными комплексами (рис. 1, а). Он вытянут в субширотном направлении и характеризуется изогнутой клиновидной формой с максимальной шириной около 160 км и длиной около 400 км. Восточная часть террейна сложена мощной (более 11 км) серией юрских терригенных обломочных отложений, преимущественно песчаниками с меньшим количеством алевролитов и аргиллитов и редкими слоями конгломератов, гравелитов и осадочных брекчий. Песчаники представлены аркозами и граувакковыми аркозами. Среди терригенных отложений известны редкие проявления кремней и базальтов [2–5]. Отложения смяты в крупные складки восточного и северо-восточного простираний и предположительно слагают тектонические пластины южной вергентности [2–5, 12, 13]. Время деформаций можно предполагать в конце юры по возрасту наиболее молодых позднеюрских отложений, вовлеченных в складчатую структуру. Общие сведения о строении мощной осадочной серии Ульбанского террейна опубликованы более 40 лет назад [1, 3, 4, 10, 11] по результатам геологических съемок масштаба 1:200 000 в 60-х годах прошлого столетия.

Полученные тогда представления о стратиграфии юрских отложений претерпели некоторые изменения в процессе последних картосоставительских работ [6]. В настоящее время Ульбанский террейн рассматривается как приконтинентальный турбидитовый бассейн или как фрагмент мезозойской аккреционной призмы, сложенной преимущественно турбидитами [2, 5, 12, 13, 15]. При этом о турбидитах террейна практически ничего не известно, отсутствуют сведения об их стратиграфическом объеме, общем строении, обстановках седиментации и направлениях транспортировки обломочного материала. Задачей этого сообщения является седиментологическая характеристика изученной нами части турбидитовых отложений и иллюстрация особенностей их строения.

Рассматриваемые отложения изначально относились к верхней части нижней юры [3, 4], а впоследствии были включены в состав эльгонской свиты средней юры [6]. Среднеюрский возраст эльгонской свиты определен в ее стратотипическом разрезе (р. Эльго) по находкам аален-байосских иноцерамид [1]. Распространение эльгонской свиты и ее соотношения с другими стратонами в районе исследования показано на фрагменте геологической карты (рис. 1, б). Строение нескольких фрагментов разрезов этих отложе-



**Рис. 1.** Тектоническая позиция Ульбанского террейна (а) и положение района исследования (б), МО – Монголо-Охотский орогенный пояс, У – Ульбанский террейн, СА – Сихотэ-Алинский орогенный пояс, БМ – Буреинский массив; б – геологическая карта района исследования, упрощенно, по [6, 7], с указанием положения изученного разреза (в). в, з – план разреза (в) и вертикальная последовательность (з) отложений изученного фрагмента эльгонской свиты с указанием мощностей пачек слева от колонки. Указано положение сайта P18/32, где изучена анизотропия начальной магнитной восприимчивости пород.

1 – неоген-четвертичные отложения; 2–4 – среднеюрские отложения: 2 – гротовская свита (1000 м), 3 – тохаруская свита (1800 м), 4 – эльгонская свита (2200 м); 5 – нижне-среднеюрские отложения, михалицинская свита (1900 м); 6 – нижнеюрские отложения, демьяновская свита (2200 м), 7 – разломы; 8 – массивные песчаники; 9 – массивные песчаники с редкими груборитмичными турбидитами; 10 – груборитмичные турбидиты с редкими массивными песчаниками; 11 – тонкоритмичные турбидиты; 12 – ламинированные алевролиты с редкими тонкоритмичными турбидитами; 13 – номера пачек; 14 – залегание слоистости нормальное (а) и опрокинутое (б) с указанием угла падения; 15 – измеренные направления палеотечений.

ний в обнажениях южного берега Ульбанского залива показано в нашей предыдущей работе [14]. Здесь рассматривается самый восточный фрагмент разреза (рис. 1, в, з), отличающийся от западных фрагментов более разнообразным строением и меньшей пропорцией песчаников.

Общий облик и строение отложений эльгонской свиты заметно отличаются от привычного ритмичного характера турбидитовых толщ. Это определяется тем, что в разрезах преобладают однородные **массивные песчаники**, которые слагают монотонные пачки мощностью в десятки и сотни метров. Песчаники характеризуются мелкой и средней зернистостью, отсутствием явно выраженной слоистости и осадочных текстур. При детальном обследовании в них удается распознать эрозионные границы слоев по резкому изменению размеров песчаных зерен. Это показывает, что мощные и на первый взгляд однородные интервалы разреза сложены совокупностью многочисленных слоев метровой мощности. Редкие песчаные интервалы с горизонтальной ламинацией сантиметровой-дециметровой мощности и сантиметровые слои алевроаргиллитов среди однородных песчаников аналогичны апикальным частям мощных турбидитовых слоев. Некоторые уровни песчаников насыщены обломками алевроаргиллитов сантиметрового размера (рис. 2, а), представляющими продукт дезинтеграции размытых алевроаргиллитов при отложении песчаников. Хотя упомянутые особенности характерны для турбидитовых песчаников [24, 27, 30], они проявлены редко и их явно не достаточно для однозначной интерпретации механизма и обстановки седиментации рассматриваемых отложений.

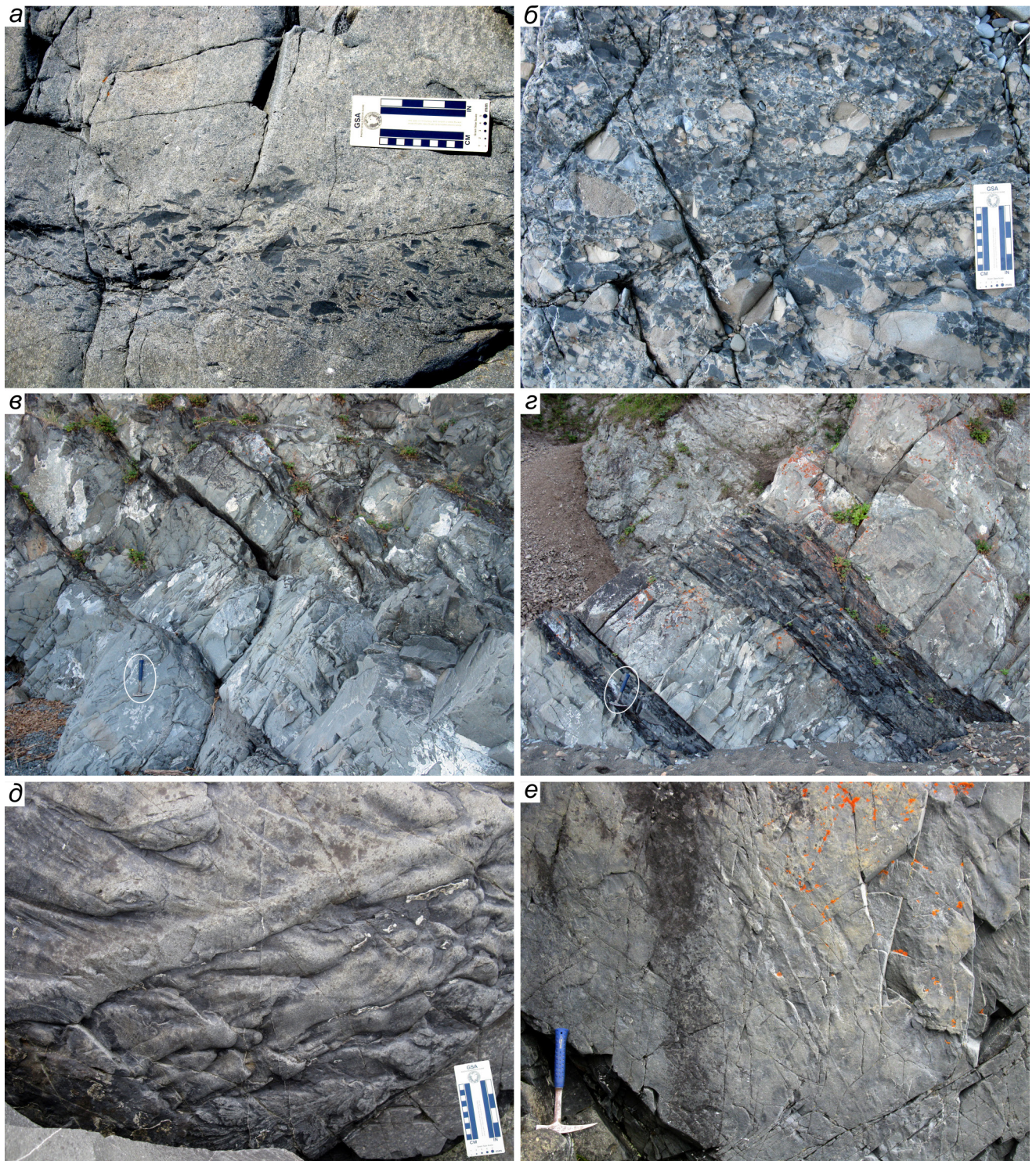
Среди массивных песчаников в западных фрагментах изученного разреза присутствуют **конгломераты**, которыми сложены несколько разрозненных линзовидных слоев мощностью 4–10 м. Они содержат гальку (1–40 см) песчаников и алевроаргиллитов различной степени окатанности (рис. 2, б), распределенную в обильном песчано-гравийном матриксе (20–40 %). Конгломераты также характерны для турбидитовых толщ, в которых интерпретируются как отложения каналов турбидитовых конусов [24, 29, 30].

Механизм седиментации более надежно определяется для части отложений, слагающих интервалы разреза, разделяющие массивные песчаники. Эти интервалы мощностью до 130 м сложены ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами, а также ламинированными алевроаргиллитами. Слои ритмичного чередования песчаников и алевролитов характеризуются признаками турбидитов, что проливает свет на происхождение всего спектра отложений

эльгонской свиты. Мощности ритмов изменяются в широких пределах – от нескольких сантиметров до нескольких метров, также изменчиво и соотношение песчаной и глинистой компонент ритмов. Наиболее распространены груборитмичные и тонкоритмичные турбидиты, среднеритмичные турбидиты присутствуют в небольшом количестве среди двух первых разновидностей.

**Груборитмичные турбидиты** характеризуются мощностью слоев в пределах 0.4–1.5 м, иногда достигающей 5 м. Ритмы слагаются на 95–98 % песчаниками, которые в кровле сменяются алевроаргиллитами сантиметровой мощности (рис. 2, в). Груборитмичные турбидиты слагают пачки (рис. 1, в, з) мощностью 45–112 м, в которых встречаются маломощные (0.4–1.5 м) группы слоев тонкоритмичных турбидитов (рис. 2, з) и редкие слои массивных песчаников. Отдельные грубые ритмы турбидитов присутствуют как среди массивных песчаников, так и среди тонкоритмичных турбидитов. Груборитмичные турбидиты характеризуются параллельными границами слоев, резкой эрозионной подошвой и общей градиционной отсортированностью обломочного материала, выраженной в постепенном переходе песчаников в алевроаргиллиты в кровле слоя. В подошве слоев в редких случаях наблюдаются следы эрозионного воздействия турбидитовых потоков на подстилающие алевроаргиллиты: слепки желобков вымывания (рис. 2, д) и борозд волочения обломков (рис. 2, е). Иногда заметны следы проседания песчаного материала в подстилающий осадок. Нижние части некоторых мощных ритмов содержат обильные отторженцы подстилающих алевролитов сантиметровой-дециметровой размера и различной морфологии. Первичные осадочные текстуры последовательности Боума (текстурные интервалы *a, b, c, d, e*), характерные для классических турбидитов [16, 24, 27, 30], проявлены редко, их полный набор не наблюдался. Лишь в некоторых ритмах бестекстурные песчаники интервала *a* последовательности Боума сменяются песчаниками интервала *b* с горизонтальной ламинацией или песчаниками интервала *c* с мелкой косой или конволютной слоистостью. В глинистой части ритмов иногда различается интервал *d*, содержащий частые тонкие параллельные ламины алевритового материала.

**Тонкоритмичные турбидиты** с меньшей мощностью ритмов (5–20 см) и меньшей пропорцией (10–50 %) песчаного материала (рис. 3, а, б) слагают интервалы разреза мощностью до 35 м (рис. 1, в, з). Маломощные группы (0.4–1.5 м) этих слоев встречаются среди груборитмичных турбидитов (рис. 2, з). В тонкоритмичных турбидитах хорошо проявлены рез-



**Рис. 2.** Строение песчаников и турбидитов эльгонской свиты.

*a* – отторженцы алевролитов в песчанике; *б* – фрагмент линзы конгломерата в песчаниках; *в* – груборитмичные турбидиты; *г* – тонкоритмичные турбидиты среди груборитмичных разновидностей; *д* – слепки желобков вымывания; *е* – слепки борозд волочения.

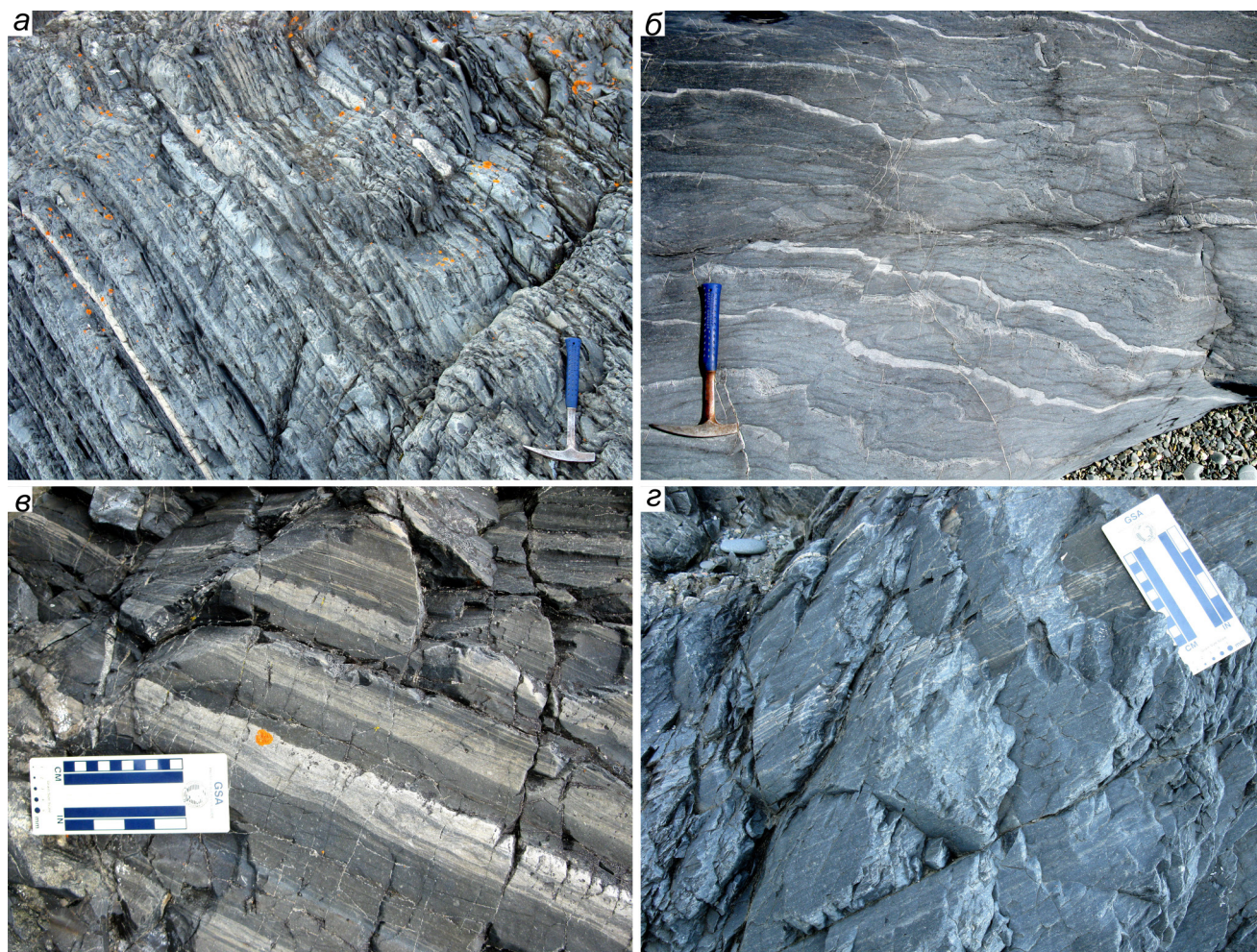


Рис. 3. Строение турбидитов и алевроаргиллитов эльгонской свиты.

*a* – тонкоритмичные турбидиты с равным соотношением песчаник/алевролит; *b* – тонкоритмичные турбидиты с малой пропорцией песчаников; *v* – горизонтальная ламинация в песчаных и глинистых интервалах ритмов; *z* – ламинированные алевроаргиллиты.

кая эрозионная подошва слоев и градационная отсортированность обломочного материала. Нередко заметна тонкая параллельная ламинация (интервалы *b* и *d*) в песчаной и глинистой частях ритма (рис. 3, *v*), косая и конволютная слоистость (интервал *e*) редки. Соотношение песчаного и глинистого материала варьирует значительно, некоторые тонкоритмичные турбидиты сложены преимущественно глинистым материалом с маломощными песчаными интервалами (рис. 3, *b*).

**Ламинированные алевроаргиллиты** слагают интервалы разреза мощностью до нескольких десятков метров (рис. 1, *v*, *z*) и характеризуются присутствием частых тонких параллельных ламин алеврита и тонкозернистого песчаника мощностью от нескольких песчаных зерен до 0.3 см (рис. 3, *z*). Мощности и концентрация ламин изменчивы в широких пределах. Ламинированные алевроаргиллиты обычно интерпретируются как отложения донных течений, часть

из них, возможно, отложена и из низкоплотностных турбидитовых потоков [17, 23, 27]. Среди ламинитов присутствуют редкие слои тонкоритмичных турбидитов и их небольшие группы.

**Деформации нелитифицированного осадка** выражены оползневой складчатостью и проседанием слоев в подстилающий осадок. В оползневые складки вовлечены части слоев (рис. 4, *a*), отдельные слои (рис. 4, *b*) и их группы. Следы проседания слоев в подстилающий осадок чаще проявлены в подошве грубых ритмов турбидитов, хотя иногда наблюдается глубокое проседание и тонких турбидитовых песчаников, приводящих к заметной дезинтеграции слоистости (рис. 4, *v*).

Направления палеотечений удалось установить лишь в нескольких слоях (рис. 1, табл.), несмотря на тщательные поиски их индикаторов. Направления палеотечений определялись по следам желобков

**Таблица. Замеры направлений палеотечений в среднеюрских турбидитах Ульяновского террейна.**

Пачка	Залегание слоя Аз. пад/Угол пад	Восстание слоя	Отклонение слепка от восстания	Направление палеотечения
8	230°/86°	50°	+7°	57°
9	240°/87°	60°	+23°	83°
	237°/87°	57°	+27°	84°
12	231°/88	51°	+65°	116°

вымывания в подошвах слоев следующим образом. Измерялся угол отклонения ориентировки слепков от линии падения/восстания слоя в его подошве. Отклонение считалось положительным при отклонении слепка против часовой стрелки, что при взгляде с кровли слоя соответствует отклонению по часовой стрелке. Поскольку направления палеотечений находятся в румбах восстания, замеренное отклонение суммировалось с углом восстания. Полученные значения направлений палеотечений (табл., рис. 1, в, з) лежат в пределах 57–116°, что указывает на транспортировку обломочного материала в восточных румбах. При этом следует учитывать, что замеры получены в слоях с направлением падений 230–240°, ЮВ простирания (140–150°) которых заметно отличаются от общего В–СВ простирания террейна и слагающих его толщ. Возможно, что эти ЮВ простирания слоев были приобретены в результате их постскладчатого вращения в зоне правостороннего сдвига. В таком случае требуется коррекция полученных направлений палеотечений путем их значительного обратного вращения против часовой стрелки. Не исключено, что изначально палеотечения могли быть направлены к С–СВ.

Анизотропия начальной магнитной восприимчивости (AMS) используется для определения направлений палеотечений в осадочных породах с плоскостной магнитной текстурой, в том числе и турбидитах [19, 21, 26]. С целью установления возможной связи AMS и направлений палеотечений нами проведено изучение AMS в девяти ориентированных образцах сайта P18/32, расположенного в 1200 м восточнее места замеров прямых индикаторов палеотечений (рис. 1, в). Отбор образцов, их лабораторное изучение и расчет полного эллипсоида начальной магнитной восприимчивости проводился по стандартной методике. Величина начальной магнитной восприимчивости ( $K_{mean}$ ) измерялась на каппамоде MFK-1FA (производство Чехия, AGICO, чувствительность не

хуже 5e-8 ед. СИ) в 64 положениях, что позволило исключить лабораторные помехи и добиться высокой чувствительности прибора. Визуализация векторных данных, перевод из географической в стратиграфическую систему координат и расчет средних направлений проводились с помощью программы Stereonet V.11 [28].

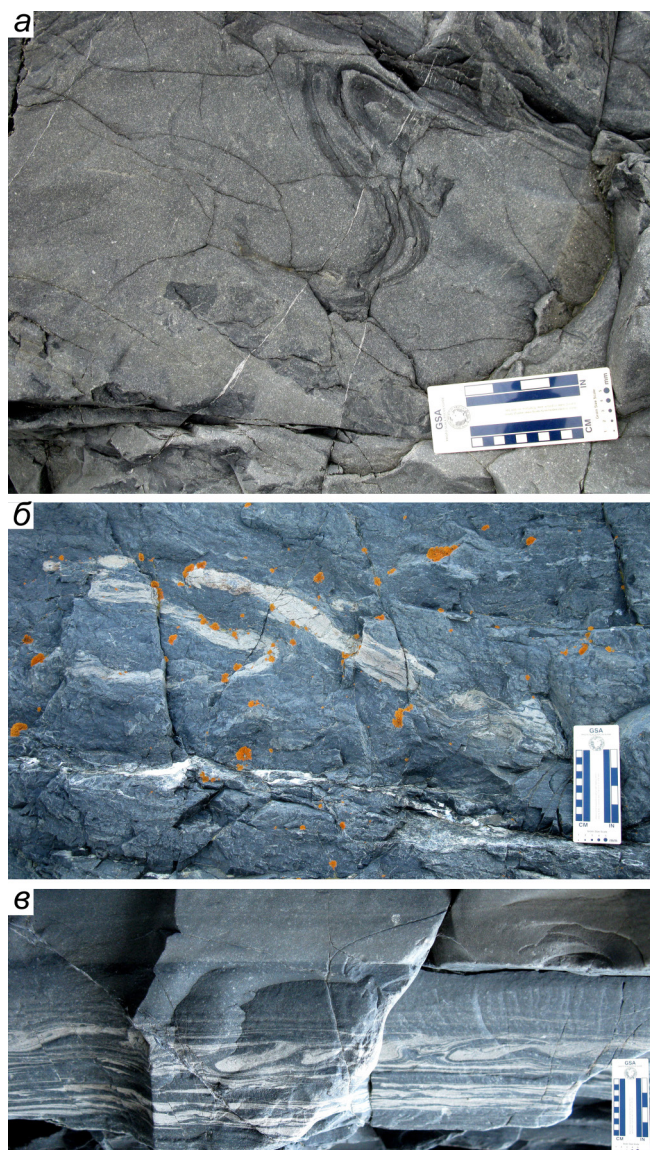
Для оценки пригодности образцов получены их общие скалярные характеристики. Средняя величина начальной магнитной восприимчивости ( $K_{mean}$ ) 9-ти изученных образцов песчаников лежит в узком интервале от  $1.99e^{-4}$  до  $2.25e^{-4}$  ед. СИ (рис. 5, а) при среднем значении  $2.22 \pm 0.15e^{-4}$  ед. СИ. Величина анизотропии ( $K_{max}/K_{min}$ ) для этих же образцов находится в интервале 1.023–1.039 при среднем значении  $1.030 \pm 0.005$  (рис. 5, а). Значимой корреляции между этими величинами не наблюдается ( $r_k = 0.019$ ). Это дает основание полагать, что не происходило образования новых магнитных минералов и изменений первичной магнитной текстуры пород. На диаграмме Д. Флинна [20] фигуративные точки 8 образцов из 9 лежат в области плоскостной магнитной текстуры (рис. 5, б), что позволяет использовать AMS для определения направлений палеотечений.

Распределения главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости представлены в географической и стратиграфической системах координат на стереограммах (рис. 5, в, з). В современной системе координат направления минимальных и средних осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов близки к горизонтальной плоскости, а направления максимальных осей – к вертикальной (рис. 5, в). Расчет средних направлений для каждой из 3-х осей показал наличие значимых величин кучности для каждой из них; минимальная кучность отмечается для средней оси, максимальная – для максимальной (рис. 5, в).

При переводе направлений из географической системы в стратиграфическую оказалось, что проекции минимальных осей эллипсоидов близки к вертикальным, а проекции промежуточных и максимальных – к горизонтальным (рис. 5, з). Среднее направление максимальных осей составляет  $229 \pm 7^\circ$  или  $49 \pm 7^\circ$ , а максимальное модовое значение приходится на интервал 220–230° или 40–50°, как видно на розе-диаграмме (рис. 5, з).

Для полученных направлений требуется коррекция, поскольку палеомагнитное направление для

<sup>1</sup>В работе [14; таблица] палеомагнитное склонение (173.9°) дано без учета магнитного склонения (-13°) в месте работ.



**Рис. 4.** Деформации нелитифицированного осадка в турбидитах эльгонской свиты.

*а* – оползневая складка в песчанике грубого ритма турбидитов; *б* – оползневая складка тонкого ритма турбидитов среди алевроаргиллитов; *в* – следы проседания и оползания песчаников тонкого ритма турбидитов.

турбидитов эльгонской свиты составляет  $Dec^1 = 160.9^\circ$  и  $Inc = -0.2^\circ$  [14]. Значит, разница между палеомагнитным склонением и направлением на южный магнитный полюс составляет примерно  $20^\circ$ . Повернув на  $20^\circ$  по часовой стрелке направление максимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости ( $220\text{--}230^\circ$  или  $40\text{--}50^\circ$ ) получим  $240\text{--}250^\circ$  или  $60\text{--}70^\circ$ . Направление  $60\text{--}70^\circ$  согласуется с направлениями палеотечений в диапазоне  $57\text{--}116^\circ$ , полученных замерами их индикаторов. И прямые замеры направлений палеотечений, и данные по анизотропии магнитной

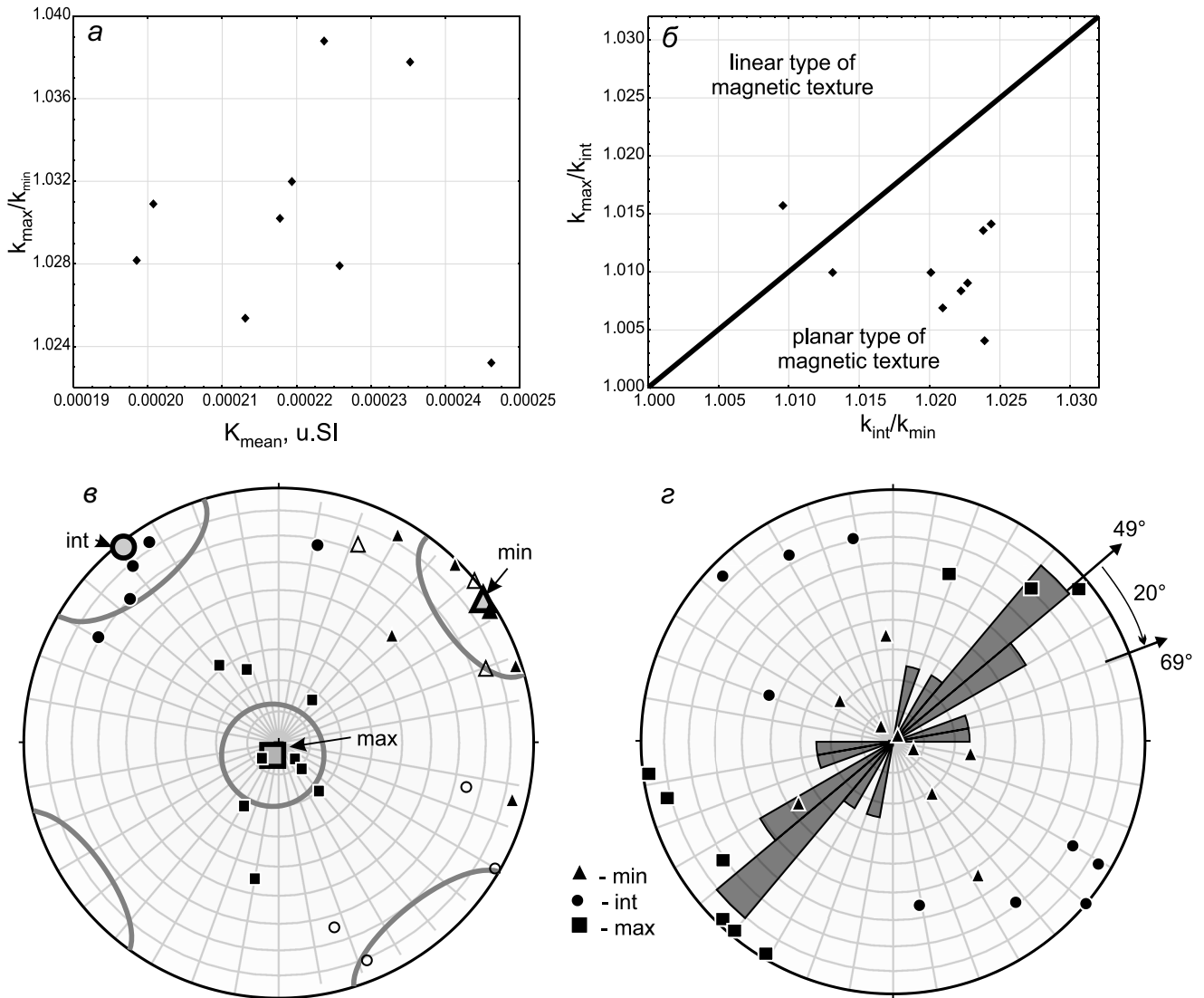
восприимчивости указывают на положение питающей провинции на западе или юго-западе, в современной системе координат. Аналогичное положение питающей провинции предполагается и по результатам изучения детритовых цирконов из ниже-среднеюрских метасадочных пород в западной части Ульбанского террейна [8].

Спектр слоевых ассоциаций и их текстурные особенности позволяют предполагать осадконакопление в различных **обстановках седиментации** турбидитовых конусов или рампы на глубоководном склоне и у его подножья [18, 22, 25, 30]. Ламинированные алевроаргиллиты с редкими слоями турбидитов, сформированные донными течениями и/или низкоплотностными турбидитовыми потоками, отражают обстановку седиментации склона или бассейновой равнины у его подножья [17, 18, 25, 30]. Пачки тонкоритмичных турбидитов являются индикаторами дистальных частей турбидитовых конусов или рампов [16, 18, 22, 30]. Груборитмичные турбидиты, массивные песчаники и редкие слои конгломератов предположительно формировались в обстановке песчаной лопасти, включая область ветвящихся каналов [18, 24, 25, 30]. Небольшие группы слоев тонкоритмичных турбидитов среди этих отложений, вероятно, являются межканальными отложениями. В вертикальной последовательности отложений отсутствуют постепенные переходы между различными слоевыми ассоциациями (рис. 1, *з*). В ней запечатлено длительное существование обстановок песчаных лопастей, которое резко сменяет короткие периоды осадконакопления в дистальных частях турбидитовых конусов или рампов на бассейновой равнине и глубоководном склоне. Турбидиты эльгонской свиты можно отнести к грубозернистой/песчаной турбидитовой системе [18, 22, 25], формировавшейся в близко расположенных песчаных лопастях турбидитовых конусов [25] или на турбидитовых рампах [22].

Результаты проведенного исследования показали, что среднеюрские отложения эльгонской свиты Ульбанского террейна были сформированы в процессе турбидитовой седиментации. Среди отложений преобладают груборитмичные песчаные турбидиты и массивные турбидитовые песчаники, создающие специфический облик свиты, отличный от привычных флишевых или флишоидных отложений ритмичного строения. Отложения транспортировались в бассейн седиментации с западных или юго-западных источников обломочного материала.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность рецензентам рукописи В.В. Голозубову и



Средние направления главных осей эллипсоидов в географической системе координат:  
 min -  $D = 55.1^\circ$ ,  $I = 2.5^\circ$ ,  $K = 8.0$ ,  $\alpha_{95} = 19.4^\circ$ ;  
 int -  $D = 321.6^\circ$ ,  $I = 2.2^\circ$ ,  $K = 6.8$ ,  $\alpha_{95} = 21.4^\circ$ ;  
 max -  $D = 206.0^\circ$ ,  $I = 85.6^\circ$ ,  $K = 10.9$ ,  $\alpha_{95} = 16.3^\circ$ .

**Рис. 5.** Характеристики анизотропии начальной магнитной восприимчивости образцов турбидитов эльгонской свиты, сайт P18/32.

*a* – зависимость  $k_{\text{mean}} - (k_{\text{max}}/k_{\text{min}})$ ; *b* – диаграмма Д. Флинна [20]; *c* – распределения направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в географической системе координат с указанием средних направлений (большие серые значки) и овалов доверия (95 %) вокруг них; *d* – распределения направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в стратиграфической системе координат (нижняя полусфера) и роза-диаграмма преимущественных ориентировок максимальных осей эллипсоидов.

В.Ю. Водовозову, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Исследования выполнены при финансовой поддержке Российско-Японской программы исследовательского сотрудничества между РФФИ (Грант № 21-55-50001) и JSPS

(Грант № 120214804), а также в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Караулов В.Б., Козлов А.А., Конюшков Е.Д., Потапов Ю.И., Харитоньев Г.И., Шуршалова В.А. Но-



- вые данные по стратиграфии юрских отложений северных районов Нижнего Приамурья // Сов. геология. 1967. № 8. С. 112–119.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
  3. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Нижнеамурская. Лист N-54-XIX: Объясн. зап. / Е.Д. Конюшков, В.А. Михальцев, С.В. Белецкая; ред. Ю.А. Иванов. М.: ВГФ, 1974. 91 с.
  4. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XXIV: Объясн. зап. / Г.И. Харитонычев, В.В. Вихлянец; ред. А.И. Савченко. М.: ВАНПО «Аэрогеология», 1978. 69 с.
  5. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с. + цв. вкл.
  6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист N-54 (3-е поколение). Серия Дальневосточная / В.Ю. Забродин, В.А. Гурьянов, С.Г. Кисляков и др.; гл. ред. Г.В. Роганов: Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 448 с. + 6 вкл. и 1 вкладка.
  7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист N-53 (3-е поколение). Серия Дальневосточная / Л. И. Шаруева, Р. А. Саутченкова, В.И. Макар и др.; науч. ред. Г.В. Роганов, О.И. Супруненко: Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2016. 496 с. + 1 приложение.
  8. Заика В.А., Сорокин А.А. Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb- и Lu–Hf-изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. РАН. Науки о Земле 2020. Т. 492, № 1. С. 1–6.
  9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. 662 с.
  10. Майборода А.А., Шаруева Л.И. Формационный и вещественный состав юрских отложений западной части Ульбанского прогиба (Приохотье) // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 27–36.
  11. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса // Тр. Геологического ин-та АН СССР. Вып. 79. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
  12. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
  13. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
  14. Песков А.Ю., Кудымов А.В., Зябров С.В., Каретников А.С., Архипов М.В., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Палеомагнетизм среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 3–15.
  15. Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 667–682.
  16. Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 1962. 168 p.
  17. Bouma A.H. Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland // J. Sediment. Petrol. 1972. V. 42, N. 4. P. 917–921.
  18. Bouma A.H. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers // Marine and Petrol. Geol. 2000. V. 17. P. 137–143.
  19. Ellwood B.B. Application of the anisotropy of magnetic susceptibility method as an indicator of bottom-water flow direction // Marine Geol. 1980. V. 34, Is. 3–4. P. M83–M90.
  20. Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid // Geol. Mag. 1965. V. 102, N 1. P. 36–45.
  21. Galehouse J.S. Anisotropy of magnetic susceptibility as a paleocurrent indicator A test of the method // Geol. Soc. Amer. Bull. 1968. V. 79. P. 387–390. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[387:AOMSAA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[387:AOMSAA]2.0.CO;2)
  22. Heller P.L., Dickinson W.R. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1985. V. 69, N 6. P. 960–976.
  23. Lombard A. Laminites; a structure of flysch-type sediments // J. Sediment. Petrol. 1963. V. 33, N 1. P. 14–22.
  24. Lowe D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to flows and deposits // Geology of continental slopes: SEPM / Tulsa, Spec. Publ. 1979. N 27. P. 75–82.
  25. Mattern F. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis // Earth-Sci. Rev. 2005. V. 70. P. 167–202
  26. Stachowska A., Łoziński M., Śmigiełski M., Wysocka A., Janowski L., Ziolkowski P. Anisotropy of magnetic susceptibility as an indicator for palaeocurrent analysis in folded turbidites (Outer Western Carpathians, Poland) // Sedimentology. 2020. V. 67(7). P. 3783–3808. <https://doi.org/10.1111/sed.12770>
  27. Stow D., Smillie Z. Distinguishing between deep-water sediment facies: turbidites, contourites and hemipelagites // Geosciences 2020. V. 10, 68; doi:10.3390/geosciences10020068
  28. Structural geology algorithms: vectors and tensors / W. Richard Allmendinger, Cardozo Nestor, M. Donald Fisher // Cambridge Univer. Press. 2012. 289 p.
  29. Walker R.G. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association // Geol. Soc. Am. Bull. 1975 V. 86, N 6. P. 737–748.
  30. Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1978. V. 62, N 6. P. 932–966.

Рекомендована к печати В.В. Голозубовым

после доработки 05.05.2022 г.

принята к печати 19.07.2022 г.

*S.V. Zyabrev, A.V. Kudymov, A.Yu. Peskov, A.S. Karetnikov, A.N. Didenko*

**Middle Jurassic turbidites of the Elgon Formation of the Ulban Terrane: sedimentological features and paleocurrent directions**

The Ulban terrane composed of a thick sedimentary series of Jurassic clastic deposits is located at the junction of the Mongol-Okhotsk and Sikhote-Alin orogenic belts. The results of the study of the deposits assigned to the Middle Jurassic Elgon Formation are presented. The structure of the sedimentary succession and sedimentological features are considered and illustrated, which indicate sand-reach turbidite sedimentation in a setting of sandy lobe of turbidite cones or ramps. The paleocurrent directions measured in outcrops and calculated using the anisotropy of magnetic susceptibility suggest the transport of clastic material from the western or southwestern sources.

***Key words:* turbidites, depositional sedimentary environment, paleocurrents, Middle Jurassic, Elgon Formation, Ulban terrane.**