

УДК 551.87:551.782

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВРЕМЯ ПОСЛЕДНЕЙ В СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ ТРАНСГРЕССИИ В ВОСТОЧНОМ ПАРАТЕТИСЕ (КУРИНСКИЙ ПРОГИБ, ВОСТОЧНАЯ ГРУЗИЯ)

© 2020 г. Ю. В. Ростовцева^{a, b, *}

^aГеологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^bГеофизический центр РАН, ул. Молодежная, 3, Москва, 119296 Россия

*e-mail: rostovtseva@list.ru

Поступила в редакцию 12.02.2020 г.

После доработки 16.04.2020 г.

Принята к публикации 17.06.2020 г.

Рассматриваются вещественный состав и обстановки осадконакопления конкских отложений Восточной Грузии (Куринский прогиб, Восточный Паратетис), являющихся возрастными аналогами пород косовия (13.65–12.829 млн лет) Центрального Паратетиса и соответствующих времени развития последней в среднем миоцене морской трансгрессии в Паратетисе. Для изученных отложений в качестве основных источников сноса терригенного материала определены комплексы вулканитов юры и мела восточных частей Аджаро-Триалетской и Артвинско-Болнисской зон Малого Кавказа. Выделяются восемь основных фациальных типов осадков, характеризующих обстановки осадконакопления с волновым или подводно-флювиальным режимами седиментации, смена которых контролировалась фазами притока морских вод в бассейн, а также проградацией и латеральной миграцией аванделиты. Смена обстановок осадконакопления совпадает с последовательностью стратиграфических слоев конкского региояруса и отражает основные этапы развития последней в среднем миоцене морской трансгрессии в Восточном Паратетисе.

Ключевые слова: обстановки осадконакопления, конкский региоярус, средний миоцен, Восточный Паратетис.

DOI: 10.31857/S0024497X20060063

Резкие изменения обстановок седиментации в Восточном Паратетисе происходили как при его изоляции от открытых морских вод, так и при развитии широкомасштабных трансгрессий, обеспечивавших восстановление связи водоемов Паратетиса со Средиземноморским бассейном и Мировым океаном. Всестороннее изучение отложений трансгрессивных этапов представляется важным, так как позволяет проводить межрегиональные сопоставления и синхронизировать событийность осадконакопления. В Центральном Паратетисе последней крупной морской трансгрессией в среднем миоцене стало позднебаденское поступление морских вод, происходившее в косовии (13.65–12.829 млн лет [Hohenegger et al., 2012, 2014]) и обусловившее завершение Баденского кризиса солёности. Этому событию в Восточном Паратетисе соответствует развитие конкской трансгрессии [Hilgen et al., 2012], обеспечившей возникновение условий для обитания морских сообществ, которые сменили обстановки караганского бассейна с неустойчивой солёностью

вод и эндемичной фауной моллюсков. Отложения косовия и конкского региояруса перекрываются сарматскими толщами, накопившимися в обширном бассейне, который простирался от Альп до Аральского моря и имел лишь эпизодическую связь с открытыми морскими водами.

Несмотря на длительность изучения конкских отложений среднего миоцена Восточного Паратетиса, вопросы, связанные с их стратиграфическим расчленением, до сих пор остаются дискуссионными. Согласно Л.А. Невесской с соавторами [Невесская и др., 2004], конкский региоярус подразделяется на сартаганские и веселянские слои. Сартаганские слои охарактеризованы богатым комплексом полигалинных моллюсков, сменяющие их выше веселянские слои отличаются присутствием эвригалинной морской фауны. По мнению целого ряда ученых [Мерклин, 1953; Роров et al., 2016; Palcu et al., 2017], к конкскому региоярусу также следует относить картвельские слои, которые часть исследователей рассматривает в составе карагана [Невесская и др., 2004] или

предлагает выделять в отдельный региоярус [Жгенти, 1976; Ильина, 2000; Жгенти, Майсурадзе, 2016]. Считается, что по этим выделенным слоям хорошо прослеживаются основные этапы развития конкской морской трансгрессии. Однако существуют представления, что установленные подразделения конкского региояруса являются лишь фациальными типами отложений и не имеют последовательного стратиграфического положения [Белокрыс, 1987; Vernyhorova, 2017]. В связи с этим изучение фациального строения конкских отложений с реконструкцией обстановок седиментации имеет важное значение, так как способствует выяснению особенностей развития конкской трансгрессии в Восточном Паратетисе. Для решения этой задачи изучение мелководно-морских толщ конкского возраста, отличающихся обилием фауны моллюсков и разнообразием обстановок седиментации, является более предпочтительным по сравнению с их одновозрастными глубоководными разностями, характеризующимися монотонным строением и меньшим количеством малакофауны.

В ходе данного исследования впервые проведен детальный литолого-фациальный анализ мелководно-морских конкских отложений, вскрывающихся вблизи села Уджарма Сагареджийского района Кахетии Восточной Грузии (Куринский межгорный прогиб) и характеризующихся стратиграфической полнотой разреза, хорошей обнаженностью и достаточной мощностью. Полученные результаты также являются необходимыми для последующего выполнения полноценных циклостратиграфических исследований, учитывающих смену режимов седиментации [Rostovtseva et al., 2019].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Конкские отложения вблизи села Уджарма, расположенного в Восточной Грузии (Кахетия), ранее изучались М.М. Грачевским [1954], О.И. Джанелидзе [1961, 1970], В.А. Крашенинниковым [2003], Е.М. Жгенти, Л.С. Майсурадзе [2016] и др. В результате этих исследований были получены данные о стратиграфическом расчленении толщ, видовом составе фаунистических комплексов (фораминифер, моллюсков, остракод и др.), а также выявлены общие литологические особенности этих отложений. Установлено, что толщи представлены породами картвельских (фоладовых), сартаганских и веселянских слоев, сменяющимися выше нижесарматскими отложениями [Джанелидзе, 1970; Крашенинников и др., 2003]. В рассматриваемых отложениях конкского возраста присутствует разнообразная фауна моллюсков *Anadara turonica*, *Turritella atamanica*, *Mastra basteroti*, *Ervilia trigonula*, *Chlamys sartaganicus*, *Cardium* sp. и др. [Джанелидзе, 1970].

Конкские отложения вблизи села Уджарма были исследованы в новом обнажении, возникшем совсем недавно (41°77'62.24" N, 45°14'95.65" E) (рис. 1). Этот разрез характеризуется полнотой стратиграфических подразделений конкского региояруса, хорошей обнаженностью, достаточной мощностью и ранее не изучался. Вскрывающиеся в этом обнажении осадочные толщи сложены глинами, в которых встречаются как отдельные песчаные прослои, так и интервалы с частым чередованием глинистых и песчаных пород. В основании конкских отложений выделяются единичные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность толщ конкского региояруса и низов сарматского региояруса в изученном разрезе составляет 93–97 м.

По определениям К.П. Коиава видового состава фораминифер породы Слоев 2–6, содержащие *Borelis melo* (Fichtel & Moll), отнесены к сартаганским слоям. Отложения Слоев 11–18 с *Varidentella reussi sartaganica* (Krash.) и обилием представителей рода *Ammonia* (*Ammonia beccarii* (Linnaeus) и др.) конкского возраста, вероятно, соответствуют веселянским слоям. Породы Слоев 19–24 по присутствию в них *Varidentella reussi* (Bogd) отнесены к нижнему сармату.

В настоящей работе за основу принята региональная стратиграфическая шкала неогеновых отложений южных регионов Европейской части России в последней редакции [Невесская и др., 2004], в которой конкский региоярус выделяется в объеме сартаганских и веселянских слоев.

В ходе исследования был проведен детальный литолого-фациальный анализ отложений с составлением послойного описания разреза, изучением структурных и текстурных особенностей, а также вещественного и компонентного состава пород в шлифах, с расшифровкой генетических признаков осадков.

Глинистые породы в 28 пробах, отобранных для характеристики выделенных в разрезе слоев, были изучены рентгеноструктурным методом в ориентированных препаратах (фракция < 0.001 мм, реже < 0.1 мм) в воздушно-сухом состоянии, прокаленных до 550°C и насыщенных этиленгликолем. Все пробы также анализировались в порошках по методу Дебая. Количественное соотношение глинистых минералов в исследованных препаратах определялось по методу П. Бискае [Biscaye, 1965]. Рассчитанные этим методом относительные доли (в %) компонентов в составе установленной ассоциации являются приближительной оценкой абсолютных концентраций глинистых минералов в изученных пробах. Эти данные приводятся в работе (учитывая значительное количество измерений, частоту и регулярность отбора) для выявления общих тенденций измене-

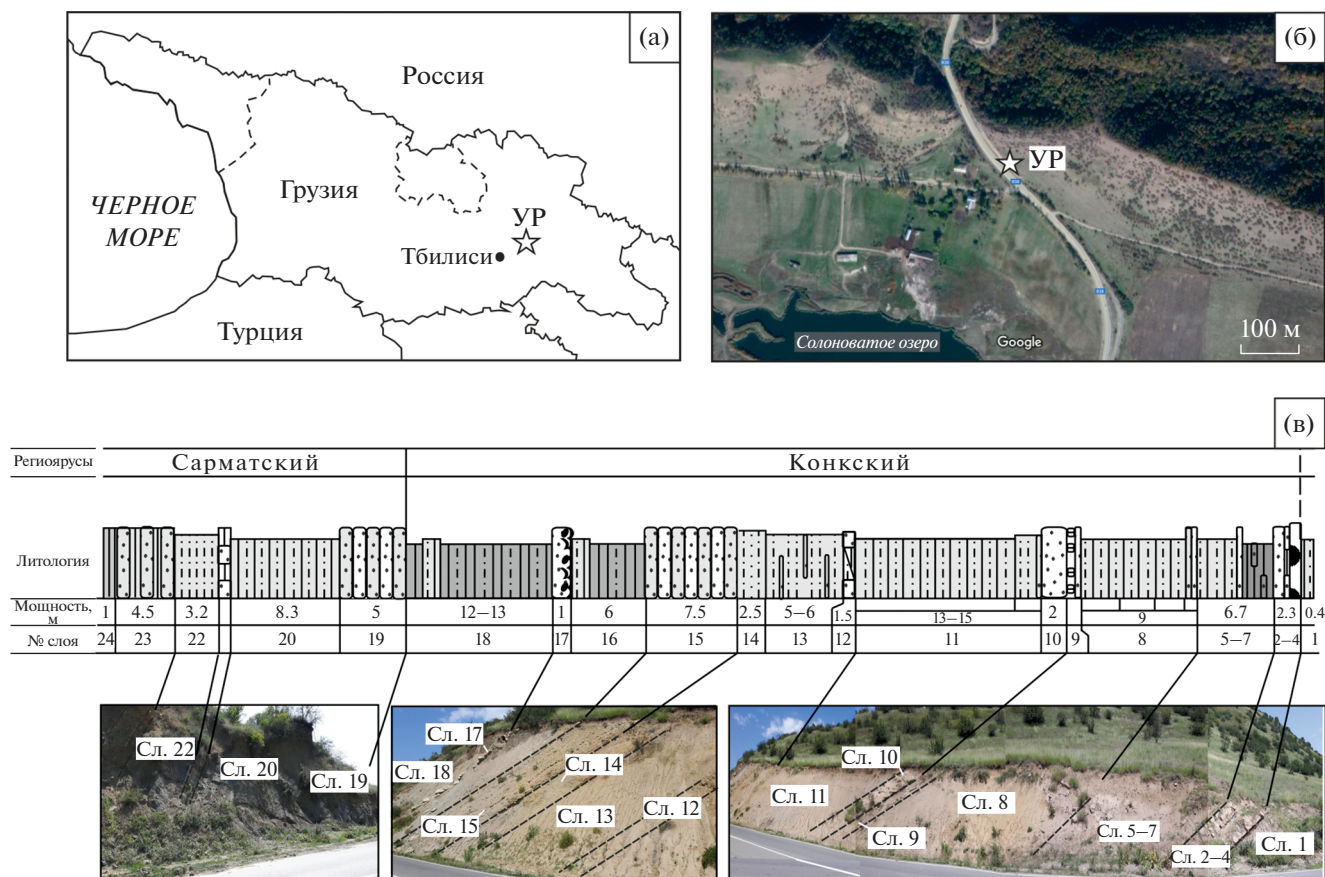


Рис. 1. Расположение изученного разреза и послойное строение конкских и сарматских отложений. Расположение разреза Уджарма (УР) в пределах Грузии (а) и на местности (б), в – панорама и строение разреза.

ния содержания отдельно взятых минеральных разновидностей.

Рентгеноструктурный анализ выполнен на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ им. М.В. Ломоносова с использованием дифрактометра MiniFlex 600 (аналитик В.Л. Косоруков).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ИЗУЧАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В изучаемых отложениях преобладают глины. Обломочные породы развиты достаточно широко, но имеют подчиненное значение. Карбонатные породы представлены единичными тонкими прослоями мелкожелвачковых известковых микробиальных образований, выявленными только на одном уровне в разрезе. Выделяются также отдельные прослои пород с признаками вторичной карбонатизации.

Глинистые породы

Глины по особенностям вещественного и компонентного состава, а также текстурным признакам подразделяются на три основных литологических типа: (1) глины карбонатные (CaCO_3 от 15 до 27%), с редкими тонкими линзовидными скоплениями песчано-алевритовой обломочной примеси; (2) глины с разной степенью карбонатности (CaCO_3 от 0 до 30%), с частыми тонкими (мм) линзовидными прослоями песчано-алевритового и алеврито-песчаного материала, местами с примесью углефицированных растительных остатков, сапропелевого вещества; (3) глины с разной степенью карбонатности, алеврито-песчаные, с беспорядочным расположением обломочных компонентов.

Глины первого литотипа присутствуют в нижней части изученных отложений, слагая интервал разреза мощностью около 6–7 м. Глины второго литотипа являются наиболее широко распространенными. Глины третьего литотипа встречаются эпизодически в виде отдельных прослоев.

В тонкодисперсной фракции глин рентгеноструктурным анализом установлено наличие

Таблица 1. Минеральный состав изученных конкских и сарматских глинистых пород

Номер пробы	Содержание глинистых и карбонатных минералов, %						
	s	i	m	c	k	c + k	CaCO ₃ *
18-01	69	14	—	10	7	17	19
18-06	62	20	—	10	8	18	18
18-08	71	15	—	8	6	14	19
18-11	58	25	8	3	6	9	27
18-14	72	15	—	4	9	13	27
18-15	61	32	—	3	2	5	14
18-17	64	21	—	4	11	15	24
18-18	81	9	—	5	5	10	8
18-19	80	11	—	4	5	9	6
18-20	69	14	—	10	7	17	17
18-23	59	31	—	3	7	10	23
18-24	77	15	—	5	3	8	17
18-27	86	5	—	4	5	9	19
18-28	62	20	—	9	8	17	17
18-29	68	15	4	7	6	13	30
18-30	67	15	—	10	8	18	17
18-31	64	20	—	9	7	16	8
18-32	78	15	—	4	3	7	22
18-35	78	8	—	7	7	14	4
18-39	67	20	—	6	7	13	4
18-42	71	11	—	8	10	18	4
18-43	58	18	—	15	9	24	—
18-44	74	16	—	6	4	10	20
18-47	54	33	—	6	8	14	24
18-49	72	15	—	5	8	13	18
18-53	76	10	—	6	8	14	1
18-55	78	13	—	4	5	9	9
18-56	66	21	—	6	7	13	23

Примечание. Глинистые минералы в тонкодисперсной фракции глин: s — смектит (монтмориллонит), i — иллит, m — смешанослойные образования, c — хлорит, k — каолинит, c + k — сумма содержаний хлорита и каолинита; * — содержание CaCO₃ в валовой пробе; прочерк — не обнаружено; пробы с 18-01 по 18-15 из слоев 1-7, с 18-17 по 18-49 из слоев 8-18, с 18-53 по 18-56 из слоев 20-23.

смектита (монтмориллонита), иллита, хлорита, каолинита и смешанослойных образований. Среди глинистых минералов преобладает смектит (54–86%, в среднем 69%), в меньших количествах присутствуют иллит (5–33%, в среднем 17%), хлорит (3–15%, в среднем 6%) и каолинит (3–11%, в среднем 6%) (табл. 1). Смешанослойные минералы, представленные образованиями типа слюда–смектит, развиты эпизодически и установлены только в двух пробах (4 и 8%). Глинистые отложения характеризуются довольно однотипным составом породообразующих компонентов, что свидетельствует об единообразии поступающего терригенного материала в бассейн в рассматрива-

емый период времени и единообразии действия вторичных процессов (рис. 2).

Обломочные породы

Обломочные породы представлены в основном песчаными образованиями. Крупнообломочные породы присутствуют в самой нижней части разреза. Алевритовый материал встречается преимущественно в виде примеси в глинистых, а также в песчаных и гравийно-галечных породах.

Крупнообломочные породы представлены конгломератами средне-мелкогалечными и гравели-тами. Конгломераты слагают два отдельных про-

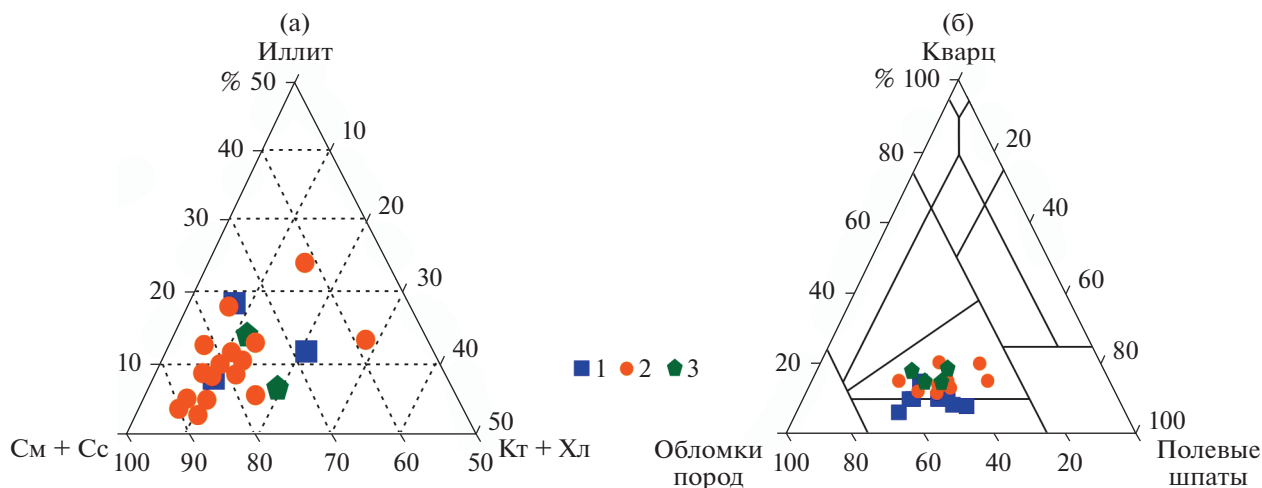


Рис. 2. Вещественный состав конкских и сарматских отложений (а — глин, б — песчаников (классификация по [Шутов, 1967])).

1 — образцы из слоев 1–7; 2 — образцы из слоев 8–18; 3 — образцы из слоев 19–24. См + сс — сумма содержания смектита (монтмориллонита) и смешанослойных образований, Кт + Хл — сумма содержания каолинита и хлорита.

слоя, которые выше сменяются гравелитами или песчаниками.

Среди песчаников выделяются следующие основные литологические типы: 1) разномелкозернистые с обломками размерностью от 0.1 до 1.5 мм и кальцитовым цементом; 2) мелко-среднезернистые, средне-мелкозернистые, мелкозернистые и тонко-мелкозернистые с кальцитовым цементом; 3) средне-мелкозернистые и тонко-мелкозернистые с глинистым цементом. Песчаники с обломками от тонкой до среднезернистой псаммитовой размерности с кальцитовым цементом встречаются в разных частях разреза. Обломочные зерна в основном угловатые и слабоокатанные, что свидетельствует об отсутствии многократного их переотложения, а также о близости расположения источников сноса. Песчаники отличаются средней и хорошей отсортированностью. Встречаются песчаники с однородной текстурой, а также с волнистой и косоволнистой слоистостью, характерной для волноволнистой и подводно-флювиальной аккумуляции. В прослоях обломочных пород могут присутствовать органогенные остатки, местами образующие заметные скопления (рис. 3а–г, з).

По вещественному составу песчаники соответствуют полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам, в которых соотношение основных компонентов не изменяется значительно по разрезу (см. рис. 2). Содержание литокластов составляет от 36 до 64% (в среднем 50%), полевых шпатов — от 26 до 49% (в среднем 36%), кварца — от 6 до 20% (в среднем 13%). Среди литокластов чаще всего встречаются обломки вулканитов, в разной степени измененные вторичными процессами, реже присутствуют литокласты кварци-

тов, кремневых и глинистых пород, а также гранитоидов (см. рис. 3д–ж).

Полевые шпаты представлены плагиоклазами в основном кислого и среднего состава, а также КПШ. Присутствуют отдельные зерна глауконита.

РЕЗУЛЬТАТЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

По генетическим признакам и парагенезу литологических типов пород в изученных толщах выделяются восемь основных фациальных типов осадков, характеризующих обстановки осадконакопления с волновым или подводно-флювиальным режимами седиментации (табл. 2). В обстановках с преобладанием действия волновых процессов осадки накапливались на участках прибрежного мелководья с различной подвижностью вод, зависящей от этапов развития трансгрессии (фации OF2, OF1, IB, BR, BC). При проградации подводных речных выносов, в рассматриваемой части бассейна возникали условия, обусловившие формирование осадков краевых частей авандельты (фации PR1, PR2 и DF).

Отложения прибрежного мелководья с преобладанием волнового режима седиментации

Осадки участков прибрежного мелководья с низкой подвижностью вод (OF2) представлены глинами известковистыми и известковыми (CaCO_3 до 27%), тонкослоистыми, с линзовидными (миллиметровыми) скоплениями алевроитовой обломочной примеси. В глинах присутствуют отдельные тонкие (4–12 см) линзовидные прослои тонко-мелкозернистых песчаников с кальцитовым цементом. В песчаниках встречаются крупные

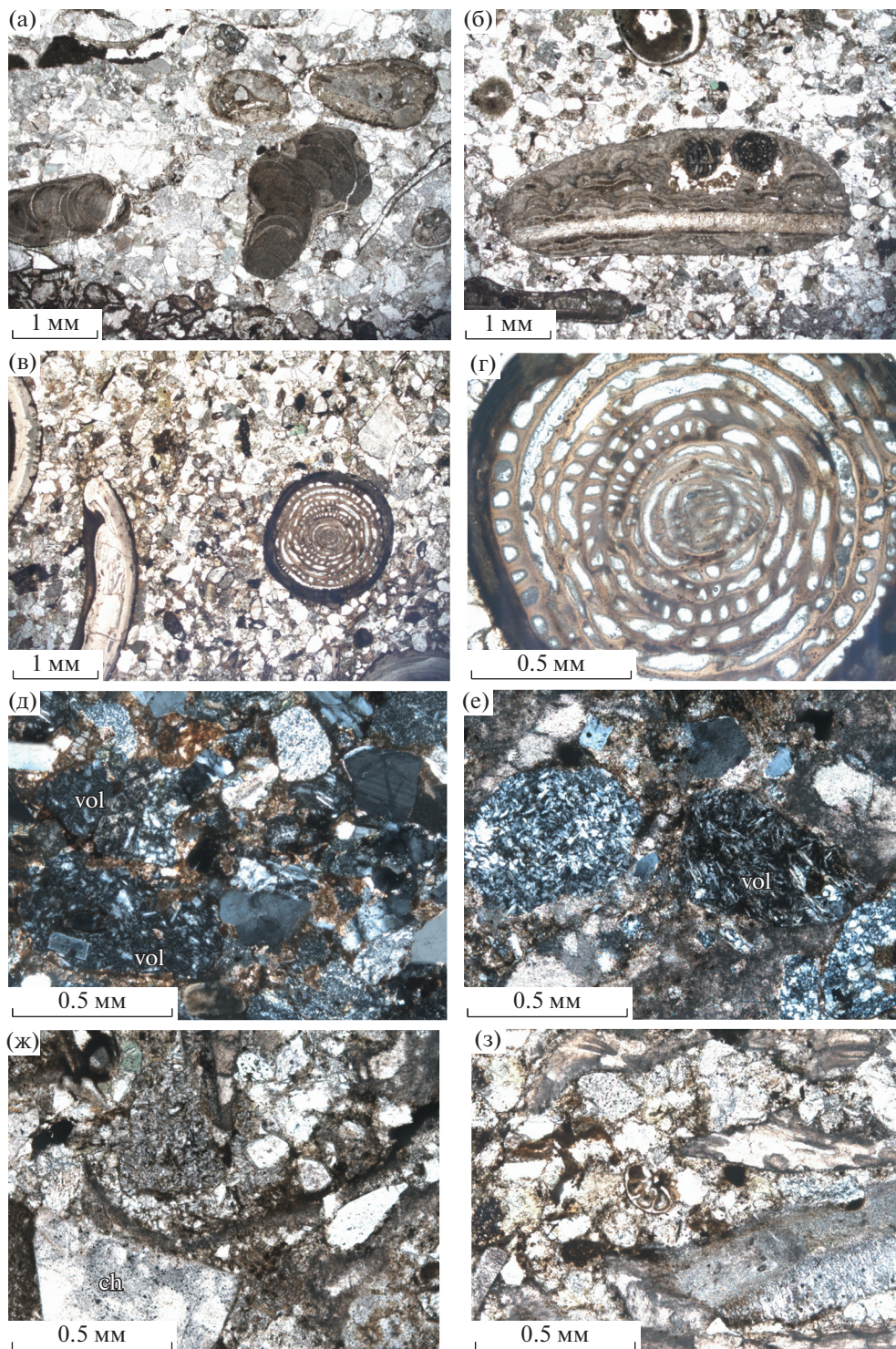


Рис. 3. Микрофотографии конкских отложений.

а — микрожелвачки багряных водорослей (слой 2); б — микрожелвачки багряных водорослей и фораминифер (слой 4); в, г — раковина фораминиферы *Borelis melo* (Fichtel & Moll) в песчанике (слой 6); д, е — обломки вулканитов в песчанике (слой 2 и слой 17, соответственно); ж — обломок кремневой породы с реликтами остатков радиолярий (слой 17); з — раковина фораминиферы в песчанике (слой 17).

а—г, ж, з — при одном никеле; д, е — в скрепленных никелях.

Таблица 2. Фациальные типы осадков изученных конкских и сарматских отложений

Фации отложений/типы осадков		Индекс
<i>Прибрежное мелководье с волновым режимом седиментации</i>		
Участки с низкой подвижностью вод/алеврито-глинистые и песчаные осадки		OF2
Участки со средней подвижностью вод/песчано-алеврито-глинистые осадки		OF1
Участки со средней и высокой подвижностью вод	Краевые части песчаных покровов/алеврито-песчано-глинистые осадки	IB
	Центральные части песчаных покровов/песчаные осадки	BR
	Трансгрессивные слои размыва/песчано-гравийно-галечные осадки	EC
<i>Прибрежное мелководье с подводно-флювиальным режимом седиментации (авандельты)</i>		
Нижняя часть проделты/алеврито-песчано-глинистые осадки		PR2
Верхняя часть проделты/алеврито-песчано-глинистые и песчаные осадки		PR1
Краевая часть фронта дельты/глинисто-песчаные осадки		DF

раковины фораминифер (*Borelis melo* (Fichtel & Moll) и др.), гастропод, обломки раковин и багряных водорослей.

Отложения фации установлены в нижней части разреза и слагают интервал около 5–7 м (Слои 5–7).

Осадки участков прибрежного мелководья со средней подвижностью вод (OF1) сложены глинами известковистыми (CaCO_3 до 19%), тонкослоистыми, с миллиметровыми прослоями и линзовидными скоплениями песчано-алевритовой примеси (обломки размерностью до 0.1 мм), с единичными раковинами двустворчатых моллюсков, локальным ожелезнением.

Отложения этого типа выделяются в основании разреза, слагая его незначительную часть (Слой 1).

Осадки участков прибрежного мелководья со средней и высокой подвижностью вод и краевых частей песчаных покровов (IB) представлены глинами слабо известковистыми и известковистыми (CaCO_3 до 24%), которые в нижней части песчаные (0.6 м), выше — тонкослоистые, с частыми миллиметровыми прослоями и линзовидными скоплениями алевритового и песчаного материала (обломки размерностью до 0.25 мм), с мелкими обломками костей рыб, отдельными малорослыми раковинами фораминифер; с интервалами интенсивного ожелезнения. В верхней части этих глин присутствуют линзовидные прослои (до 18 см) песчаников средне-мелкозернистых (обломки размерностью 0.1–0.4 мм, в основном 0.1–0.25 мм), со средней сортировкой, с кальцитовым цементом. Наряду с песчаниками здесь встречаются горизонты известковых микробиальных желвачковых образований, имеющих размер до 5–8 см (Слой 9).

Отложения фации выделяются в нижней части изучаемых толщ и слагают интервал разреза мощностью около 10–11 м (Слои 8–9).

Осадки участков прибрежного мелководья с высокой подвижностью вод и центральных частей песчаных покровов (BR) сложены песчаниками мелко-среднезернистыми и мелкозернистыми, сортированными, с кальцитовым цементом; местами с обилием разнообразных органических остатков (гастропод, двустворчатых моллюсков, мелкорослых раковин фораминифер, биокластов).

Отложения встречаются в нижней и верхней частях изучаемой толщи, где образуют прослои толщиной до 1.2–1.5 м, выделяющиеся в разрезе в виде бронирующих горизонтов (Слои 10 и 17).

Осадки трансгрессивных слоев размыва (EC) представлены песчано-гравийно-галечными и гравийно-песчаными накоплениями. Среди песчано-гравийно-галечных отложений выделяются два прослоя (0.1 и 0.3 м) конгломератов средне-мелкогалечных (с галькой до 15 см и мелочь), включающих уплощенные обломки, продольно ориентированные и расположенные с пологим наклоном по отношению к поверхности напластования. Прослои конгломератов, характеризующиеся эрозионной нижней границей и подошвенными знаками нагрузки (sole marks), выше перекрываются тонкими (0.2 м) слоями гравелитов или песчаников. Гравийно-песчаные отложения представлены прослоем (0.9 м) песчаника мелко-среднезернистого (обломки размерностью от 0.1 до 0.5 мм, в основном 0.2–0.4 мм), отличающимся средней сортировкой и содержащим в основании глинистые окатыши и гравийные включения. Рассматриваемые породы (конгломераты, гравелиты и песчаники) сцементированы кальцитом и содержат крупные раковины фораминифер, гастропод, различные биокласты, а также включения биоценологических желвачков, состоя-

щих из остатков багряных водорослей и фораминифер.

Отложения этого типа, суммарной мощностью около 2.4 м, развиты в нижней части разреза (Слои 2 и 4).

*Отложения прибрежного мелководья
с преобладанием подводно-флювиального
режима седиментации*

Осадки нижних частей дельты (PR2) сложены глинами с разной степенью известковистости (CaCO_3 до 30%, обычно менее 25%), тонкослоистыми, включающими тонкие (миллиметровые) прослои и линзовидными скопления алеврито-песчаного материала, сгруженного или рассеянного в глинистом матриксе (как это наблюдается в случае осаждения нефелоидной взвеси). Глины содержат нитевидные фрагменты органического вещества, часто пиритизированные, а также единичные малорослые раковины фораминифер.

Отложения широко развиты в изученных толщах и слагают интервалы разреза мощностью от 6 до 15 м (Слои 11, 16, 20, 24).

Осадки верхних частей дельты (PR1) представлены глинами темно-серыми, песчано-алевритистыми; обломки рассеяны в глинистом матриксе или сконцентрированы в виде миллиметровых прослоев. Для глин характерно обилие углефицированных растительных остатков, сконцентрированных на поверхностях напластования, и присутствие тонких (1–2 см) прослоев песчаников мелкозернистых, повторяющихся в разрезе через 0.3–0.9 м. Встречаются отдельные интервалы (мощностью 1.5–2.5 м) с более частым повторением в разрезе тонких песчано-алевритовых и песчаных прослоев. В отложениях проявлены текстуры сингенетических деформаций осадков в виде следов “подпруживания” и оползания тонких слойков, которые установлены при микроскопических наблюдениях.

Отложения слагают интервалы разреза мощностью от 7 до 10 м (Слои 12–14, 22–23) и находятся в тесной пространственной связи с другими фациальными типами аванделльтовых накоплений.

Осадки краевых частей фронта дельты (DF) сложены ритмичным чередованием слоев песчаников мелкозернистых и интервалов переслаивания песчаного и глинистого материала. Песчаники серовато-зеленоватые, буроватые за счет вторичного ожелезнения, мелкозернистые (с обломками размерностью в основном 0.1–0.15 мм), с косо-волнистой слоистостью, хорошо сортированные, с кальцитовым цементом; слои песчаников преимущественно линзовидные (ундулирующие), мощностью до 0.2 м. Интервалы переслаивания мощностью до 0.1–0.15 м состоят из песчаников средне- и тонко-мелкозернистых (обломки раз-

мерностью 0.05–0.25 мм) с глинистым заполнителем, “расслоенных” за счет присутствия многочисленных тонких, заметно более глинистых по составу слойков. Встречаются отдельные прослои песчаников с мелкой полого-косой сходящейся слоистостью, с падением косых серий в юго-западном направлении.

Отложения выделяются в средней и верхней частях разреза, где образуют интервалы мощностью 7.5 и 5 м (Слои 15, 19).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Развитие крупной морской трансгрессии в начале конкского века (сартаганские слои) привело к формированию серии внутрiformационных грубообломочных слоев в рассматриваемой части бассейна, что свидетельствует о быстром поступлении открытых вод в Восточный Паратетис в этот период времени (фация ЕС, рис. 4а, б). Разнообразие и видовой состав фаунистических остатков, встречающихся в отложениях нижней части разреза, указывают на восстановление нормальной морской солености вод (до 30–32‰, по [Мерклин, 1953]). По наклону уплощенных галек в конгломератах и ориентации подошвенных знаков можно предполагать, что приток вод происходил с северо-восточной стороны акватории бассейна. В результате трансгрессии моря в этой части водоема условия прибрежного мелководья со средней подвижностью вод (фация OF1) сменились мелководной обстановкой с более спокойным гидродинамическим режимом. В это время происходило накопление преимущественно глинистых осадков, среди которых эпизодически могли формироваться мелкие тонко-мелкозернистые песчаные гряды с обилием остатков морских организмов (фораминиферы, багряные водоросли и др.) (фация OF2). Отложения откладывались глубже уровня воздействия обычных волн на донный осадок, но в области влияния штормовых процессов (на глубине до 40–50 м). В дальнейшем накопление этих отложений сменилось образованием волновых аккумулятивных тел – песчаных покровов, что свидетельствует о начавшемся обмелении бассейна (фации IB и BR, см. рис. 4). Формирование центральных частей песчаных покровов происходило при активном действии волнений на глубинах в среднем не более 20–30 м. Развитие в краевых частях песчаных покровов микробиальных карбонатных образований, фиксирующих, как правило, смену условий седиментации, при отсутствии остатков багряных водорослей, позволяет предполагать неустойчивую соленость вод или ее понижение в это время. Песчаные покровы могли формироваться в результате переотложения осадков дистальных частей подводных речных выносов. Последовательное развитие отложений нижней и

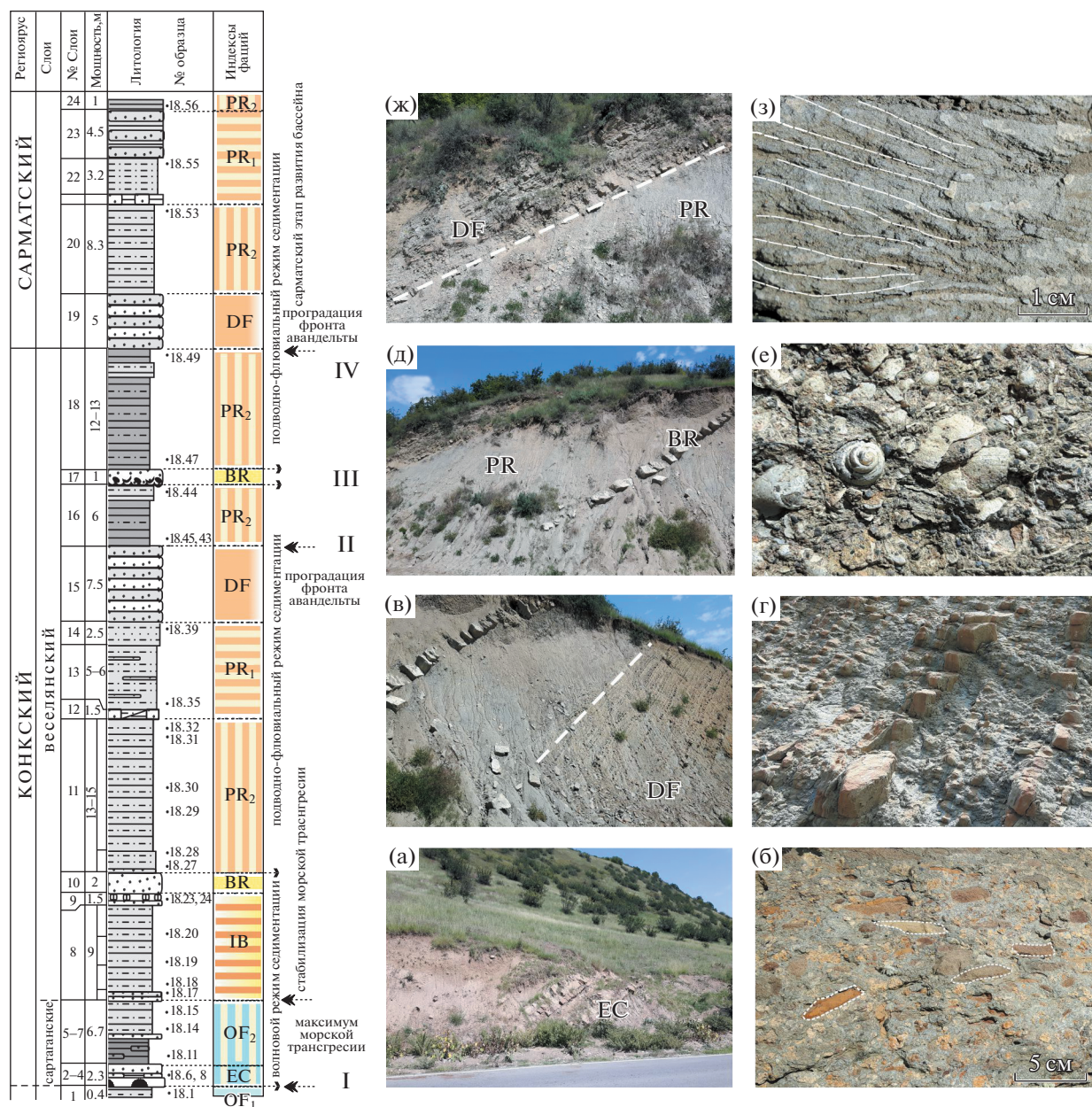


Рис. 4. Фациальное строение изученных конкских и сарматских отложений.

I — осадки трансгрессивных слоев размыта (Слой 2): общий вид (а) и расположение гальки в конгломератах (б); II — осадки краевых частей фронта дельты (Слой 15): общий вид (в) и особенности чередования пород (г); III — осадки центральных частей песчаных покровов (Слой 17): общий вид (д) и скопления органогенных остатков (е); IV — осадки краевых частей фронта дельты (Слой 19): общий вид (ж) и типичная пологая косая слоистость в отдельных прослоях песчаников (з), линиями показаны границы серий.

Расшифровка индексов фаций приведена в табл. 2.

верхней частей проделты, а затем накопление осадков периферии фронта дельты, которое отмечается в средней части изученного разреза, свидетельствует о проградации авандельты и преобладающем действии в это время подводно-флювиальных процессов в рассматриваемой части бассейна (фации PR₂, PR₁, DF (см. рис. 4в, г, ж, з)). Осадки периферии фронта дельты форми-

ровались в пределах глубин волнового воздействия, что привело к образованию прослоев отмытых песчаных осадков среди хуже отсортированных песчаных накоплений с глинистым заполнителем. По ориентации косых серий в прослоях песчаников, можно предполагать, что в бассейн терригенный материал приносился подводными течениями с юго-западной стороны.

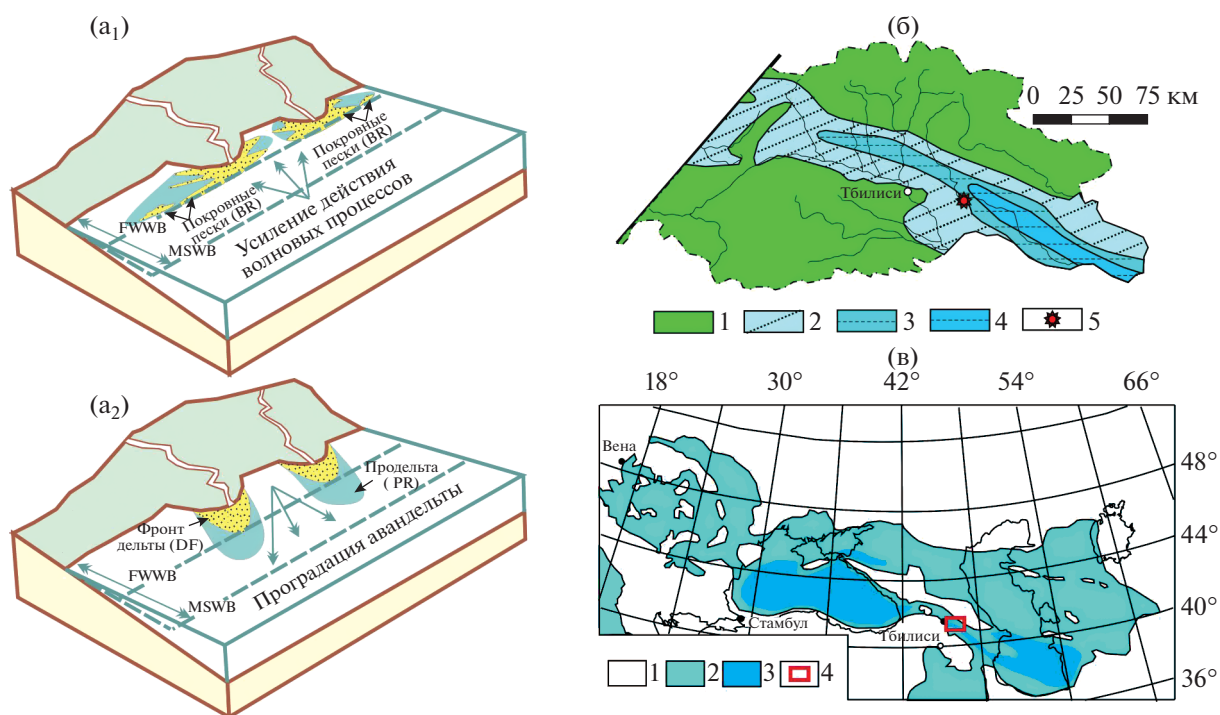


Рис. 5. Обстановки осадконакопления изученных конкских и сарматских отложений.

а – модели мелководно-морских обстановок осадконакопления конкских отложений: при усилении влияния волновых процессов (Слои 8–10, 17) (а₁), с преобладанием подводно-флювиальных процессов (Слои 11–16 и Слои 18–24) (а₂), FWWB – нижняя глубина воздействия волн на донные осадки при спокойной погоде (штиле), MSWB – средняя глубина воздействия штормовых волн на донные осадки; б – обстановки осадконакопления в начале сармата в Куринском межгорном прогибе (по [Koiava et al., 2012], с упрощением): области суши (1), обстановки мелководья (2), переходные обстановки (3), относительно глубоководные обстановки (4), место расположения изученного разреза (5); в – Паратетис во время последней крупной морской трансгрессии среднего миоцена (по [Studencka et al., 1998]; с упрощением): области суши (1), мелководные обстановки (2), глубоководные обстановки (3), положение района работ (4).

При ослаблении действия подводно-флювиальных процессов, латеральной миграции речных выносов или притока вод во время кратковременных фаз трансгрессии, возникали условия для волновой переработки и переотложения аванделтовых осадков в виде песчаных аккумулятивных тел (покровов) (фашия BR, см. рис. 4д, е) (рис. 5а). Развитие краевых подводно-дельтовых отложений продолжалось и в самом начале сарматского времени, на фоне проявившейся общей тенденции углубления и расширения бассейна [Koiava et al., 2012] (см. рис. 5б).

В пределах Восточной Грузии конкский бассейн простирался узкой полосой, ограниченной с юго-запада и северо-востока участками суши [Popov et al., 2004] (см. рис. 5в). В осевой его части накапливались более глубоководные отложения, которые в краевых частях сменялись мелководными осадками. На юго-западе суша существовала в пределах структур складчатой системы Малого Кавказа, на северо-востоке – Большого Кавказа. По расположению изученного разреза относительно осевой части рассматриваемого бассейна, направлению сноса терригенного материала с

юго-запада и по вещественному составу обломочных пород, можно предположить, что породные комплексы восточных частей Аджаро-Триалетской и Артвинско-Болнисской тектонических зон могли быть основными источниками сноса. Разнообразие обломков вулканитов, в целом преобладающих в составе песчаников, свидетельствует о том, что интенсивному размытию могли подвергаться вулканические комплексы юры и мела, протяженные выходы которых наблюдаются на поверхности, например, в Болнисской подзоне [Геология СССР, 1964; Гамкрелидзе, 2000].

В изученных отложениях разреза Уджарма установлена последовательная смена обстановок осадконакопления, соответствующая стратиграфическим подразделениям конкского региояруса и отражающая сначала максимальное развитие морской трансгрессии (сартаганские слои), а затем ее стабилизацию (веселянские слои).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования составлено детальное послойное описание и выяв-

лены литологические особенности строения конкских отложений среднего миоцена Восточной Грузии (Куринский прогиб), вскрытых в разрезе Уджарма. По макро- и микроскопическим характеристикам отложений выделены основные литологические типы пород, представленные в основном разновидностями глин и обломочных образований.

Рентгеноструктурным анализом установлено, что в составе глинистых отложений присутствуют смектит (монтмориллонит), иллит, хлорит и каолинит. В единичных случаях выявлено присутствие смешанослойных образований. Изучение пород в шлифах показало, что по вещественному составу песчаники соответствуют полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам, которые характеризуются преобладанием среди литокластов различных разновидностей вулканитов. В изученных толщах, по генетическим признакам отложений и парагенезу основных литотипов пород, выделено восемь основных фациальных типов осадков, свойственных обстановкам осадконакопления с волновым и подводно-флювиальным режимами седиментации. Выяснено, что осадки накапливались сначала на фоне повышения уровня вод в бассейне и развития морской трансгрессии (сартаганские слои), в мелководных условиях в основном с относительно слабой подвижностью вод, а затем в обстановках формирования песчаных покровов и развития периферических частей авандельтовых отложений при поступлении терригенного материала преимущественно с юго-запада (веселянские слои). Вулканические комплексы восточных частей Аджаро-Триалетской и Артвинско-Болнисской тектонических зон могли быть основными источниками сноса терригенного материала.

В изученных отложениях разреза Уджарма последовательность стратиграфических слоев конкского региояруса совпадает со сменой обстановок осадконакопления, отражающей основные этапы развития морской трансгрессии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю признательность и большую благодарность А.И. Рыбкиной, Е.В. Филиной, Л.А. Головиной, С.В. Попову, О.В. Пилипенко за проведение совместных полевых работ в Восточной Грузии и выполнение других (стратиграфических и палеомагнитных) видов исследований, а также К.П. Коиава, без которого изучение данного разреза могло и не состояться.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания № АААА-А16-116033010120-0 МГУ имени М.В. Ломо-

носова и при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-77-10075.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белокрыс Л.С.* О ведущем критерии регионального стратиграфического расчленения миоценовых отложений Черноморско-Каспийского бассейна // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма // Сборник научных трудов. Днепропетровск, 1987. С. 7–20.
- Гамкрелидзе И.П.* Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 2000. Вып. 115. С. 204–208.
- Геология СССР. Грузинская ССР. Т. X / Под ред. П.Д. Гамкрелидзе. М.: Недра, 1964. 654 с.
- Грачевский М.М.* К вопросу об условиях жизни и исторического развития фауны конкских пластов Восточной Грузии / Тр. Сектора Палеобиологии АН ГССР. 1954. Т. II. С. 89–135.
- Джанелидзе О.И.* Расчленение конкского горизонта Грузии по фауне фораминифер / Тр. Института палеобиологии АН Грузии. 1961. Т. VI. С. 67–95.
- Джанелидзе О.И.* Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 88 с.
- Жгенти Е.М.* Лютецииды среднего миоцена, их эволюция и стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 177 с.
- Жгенти Е.М., Майсурадзе Л.С.* Караганский, картвельский и конкский региоярусы Грузии: история развития моллюсков и фораминифер и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Универсал, 2016. 91 с.
- Ильина Л.Б.* О конкском региоярусе (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 59–64.
- Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А.* Восточный Паратетис: тарханский и конкский региоярусы (стратиграфия, микропалеонтология, бионотия, палеогеографические связи). М.: Научный мир, 2003. 193 с.
- Мерклин Р.Л.* Этапы развития конкского бассейна в миоцене на Юге СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28. Вып. 3. С. 89–91.
- Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В.* и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: Палеонтологический институт РАН, 2004. 83 с.
- Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V. 71. P. 803–831.
- Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A.* The Neogene Period // The Geologic Time Scale / Eds R.M. Gradstein et al. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 923–978.
- Hohenegger J., Wagreich M.* Time calibration of sedimentary sections based on insolation cycles using combined cross-correlation: dating the gone Badenian stratotype (Middle Miocene, Paratethys, Vienna Basin, Austria) as an example // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2012. V. 101. P. 339–349.

- Hohenegger J., Aoria S., Wagreich M.* Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys // *Geol. Carpathica*. 2014. V. 65. P. 55–66.
- Koiava K., Maissuradze L., Strasser A. et al.* Palaeogeography of the Sarmatian of Eastern Georgia // *Bull. Georg. Natl. Acad. Sci.* 2012. V. 6. № 3. P. 91–98.
- Palcu D.V., Golovina L.A., Vernyhorova Y.V. et al.* Middle Miocene paleoenvironmental crises in Central Eurasia caused by changes in marine gateway configuration // *Global Planet. Change*. 2017. V. 158. P. 57–71.
- Popov S.V., Rogl F., Rozanov A.Y. et al.* Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps. Late Eocene to Pliocene // *Courer Forschungsinstitut Senckenberg*. 2004. № 250. P. 1–46.
- Popov S.V., Rostovtseva Yu.V., Filippova N.Yu. et al.* Paleontology and Stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula: Part 1. Description of Key Sections and Benthic Fossil Groups // *Paleontological Journal*. 2016. V. 50. P. 1039–1206.
- Rostovtseva Yu.V., Rybkina A.I., Sokolova A.Yu.* The depositional setting of the Konkian sediments of the Taman Peninsula // *Moscow University Geology Bulletin*. 2019. V. 74. № 1. P. 50–55.
- Studencka B., Goncharova I.A., Popov S.V.* The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys // *Acta Geol. Pol.* 1998. V. 48. № 3. P. 285–342.
- Vernyhorova Yu.V.* Middle Miocene (Konkian of the Eastern Paratethys) foraminifera assemblages from the Southern Ukraine // *Neogene of Central and South-Eastern Europe. International Workshop 28–31 May, Velika, Croatia*. 2017. Poster. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.34298.90560>

Eastern Paratethys Depositional Environments During Final Middle Miocene Flooding (Kura Basin, Eastern Georgia)

Yu. V. Rostovtseva^{1, 2, *}

¹*Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia*

*e-mail: rostovtseva@list.ru

The mineral composition and depositional environments of the Eastern Georgia Konkian (Kura basin, Eastern Paratethys) corresponding to the Kosovian (13.65–12.829 Ma) of the Central Paratethys and to the event of final Middle Miocene flooding in Paratethys are considered. The Jurassic and Cretaceous volcanic rocks of the Lesser Caucasus (Adzhar-Trialet and Artvin-Bolnisi zones) were identified as the main source clastic materials for the studied sediments. Eight lithofacies are distinguished for studied sediments, which characterize depositional environments with significant wave or deltaic influence. The change of depositional environments was controlled by the phases of flooding, as well as by the progradation and lateral migration of the delta front. Development of depositional environments corresponds to the stratigraphic beds of the Konkian and reflects the main stages of final Middle Miocene flooding in the Eastern Paratethys.

Keywords: depositional environments, Konkian, Middle Miocene, Eastern Paratethys.