

УДК 551.76+552.14(477.75)

**А.Н. Стафеев<sup>1</sup>, Т.В. Суханова<sup>2</sup>, И.В. Латышева<sup>3</sup>, В.Л. Косоруков<sup>4</sup>,  
П.Ю. Плечов<sup>5</sup>, Ю.И. Ростовцева<sup>6</sup>, С.Б. Смирнова<sup>7</sup>, А.А. Мороко<sup>8</sup>**

## **ЧЕНКСКАЯ ТОЛЩА ПЕСЧАНИКОВ (НИЖНЯЯ ЮРА) ГОРНОГО КРЫМА: СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

По положению в разрезе и на основе данных о минералогии глин, фашиального и структурного парагенетического анализом, с учетом вулканического и климатического событий, опубликованных материалов обоснован плинсбахско-тоарский возраст ченкской толщи. Показано, что ченкские песчаники являются фацией или группой фаций дельтовой равнины и фронта дельты, их нельзя рассматривать в качестве свиты или иного стратиграфического подразделения.

*Ключевые слова:* Горный Крым, нижняя юра, речная дельта, ченкская толща, фация, минералогия глин, вулканизм, климат, плинсбах, тоар.

According to the cross-section and on the basis of clay mineralogy data, facies and structural paragenetic analyzes, taking into account the climate and volcanic events and regarding all the published material the pliensbachian-toarcian age of the Chenkskaya series is proved. It is pointed out that the sandstones of Chenkskaya series are the facies or the group of facies of the delta plain and delta front, and they can not be considered as a formation or any other stratigraphic unit.

*Key words:* Crimean Mountains, Lower Jurassic, delta, Chenkskaya series, facies, clay mineralogy, volcanism, climate, Pliensbachian, Toarcian.

**Введение.** Южные склоны плато Обсерватория, расположенного на водоразделе рек Бодрак и Марта в Горном Крыму, в верхней части сложены зеленовато- и буровато-серыми полимиктовыми песчаниками ченкской толщи (рис. 1). На северо-востоке ченкские песчаники согласно перекрываются глинистыми турбидитами, а на северо-западе срезаются залегающими моноклинально нижнемеловыми отложениями. Фашиальные переходы толщи ченкских песчаников не установлены. Структуру, возраст и происхождение толщи (иногда ее выделяют в качестве свиты [Панов и др., 1978]) оценивают по-разному. По мнению Д.И. Панова с соавторами [2004], ченкская свита сложена песчаным проксимальным флишем, имеет синемюрско-раннеплинсбахский возраст и согласно подстилает турбидиты верхнетаврической свиты. Арк.В. Тевелев с соавторами [2012] предполагают батско-келловейский возраст ченкской свиты, помещают ее в разрезе

выше верхнетаврической свиты и считают, что она формировалась в обстановке дистальной части эстуария. В.С. Милеев с соавторами полагают, что ченкские песчаники на подстилающих глинистых турбидитах залегают в виде тектонического покрова [Геологическое строение..., 1989]. По трековым датировкам цирконов [Соловьев, Рогов, 2010] возраст ченкских песчаников оценивается как тоарский с разбросом данных от позднего плинсбаха до раннего байоса.

Наши исследования были направлены на изучение разрезов ченкской толщи, ее фашиальной структуры, возраста пород и происхождения осадочного материала.

**Геологическая обстановка.** Ченкская толща развита в северной бортовой зоне Южно-Крымского бассейна, выполненного верхнетриасовыми и нижнеюрскими турбидитами. В пределах северного борта бассейна выделяется мелководная Лозовская структурно-фашиальная зона, отделенная от более южной относи-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; *e-mail:* anstafeev@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; *e-mail:* tanikamgu@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, инженер; *e-mail:* irkalatysheva@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии и морской геологии, ст. преподаватель; *e-mail:* kosorukov-vladimir@rambler.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, профессор; *e-mail:* pplechov@gmail.com

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, инженер; *e-mail:* paleopen@mail.ru

<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, науч. с.; *e-mail:* paleopen@mail.ru

<sup>8</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, студентка; *e-mail:* alekseno4ek@rambler.ru

тельно глубоководной Горно-Крымской зоны Лозовским (Бодракским) разломом [Славин, 1982]. Песчаники ченкской толщи обнажаются в северной части Горно-Крымской зоны.

**Положение ченкской толщи в меридиональном разрезе через г. Ченка.** На правом берегу и в русле р. Марта в точках 37.1 и 37.2 (здесь и далее номера образцов и точек наблюдения см. на рис. 1), а также на склонах Кертмельского и Глыбового оврагов (точки 28.1, 26.2) обнажаются линзы светло-серых разномерных кварцевых песчаников толщиной от 2 до 7 м.

Над линзами песчаников в пачке темно-серых аргиллитов (глинистых турбидитов) толщиной 200–220 м были найдены остатки позднеплинсбахских *Seirocrinus laevisutus* Pomr. [Кликушин, 1988] (рис. 2).

В вышележащей глинистой пачке толщиной около 40 м появляются прослои песчаников с косою слоистостью, которые приобретают типичный для ченкской толщи зеленоватый оттенок. В следующей пачке толщиной ~50 м среди аргиллитов залегают линзовидные слои зеленовато-серых ченкских песчаников, образующих в тальвегах оврагов ступени высотой от 1 до 5 м. Слои падают на северо-восток под углом 20–40°. Выше залегает глинистая пачка толщиной ~50 м. Контакты пачки с ниже- и вышележащими отложениями не обнажены. На крутом южном склоне г. Ченка на поверхность выходит следующая пачка, сложенная зеленовато-серыми ченкскими песчаниками. Она имеет толщину 170–200 м и от самой верхней пачки песчаников (толщиной ~150 м) отделена прослоем глин мощностью несколько метров.

В верховьях Леснического и Обсерваторского оврагов наблюдается постепенный переход ченкских песчаников в вышележащую тонкоритмичную флишоидную толщу. В зоне перехода (мощность 50–70 м) ченкские песчаники приобретают линзовидный характер (точки 21.3, 22.2), толщина линз вверх по разрезу уменьшается с 3–5 до 1 м, цвет песчаников меняется с зеленоватого на серый. Общая мощность толщи ченкских песчаников в изученном разрезе, вероятно, не превышает 250–350 м. С ниже- и вышележащими преимущественно глинистыми толщами ченкские песчаники связаны постепенными переходами.

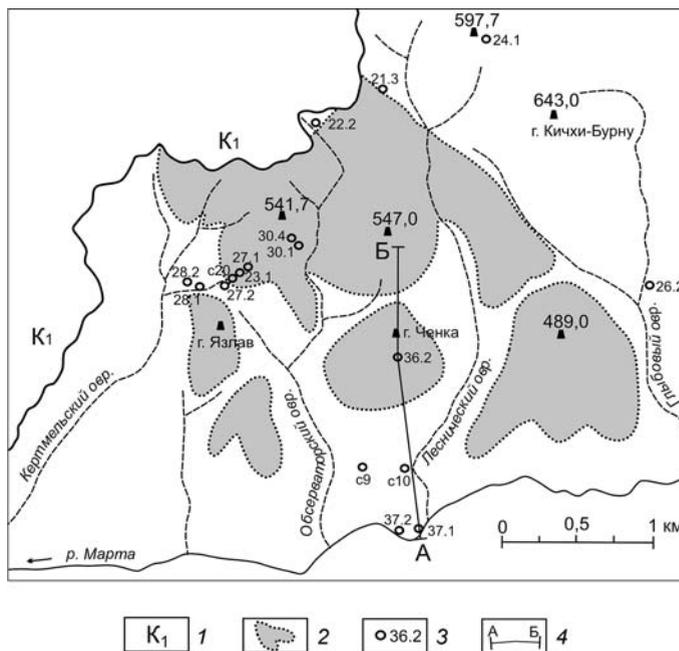


Рис. 1. Выходы пород ченкской толщи на правом берегу р. Марта: 1 — меловые отложения, 2 — выходы ченкских песчаников, 3 — точки наблюдения и их номера, 4 — линия разреза

**Минеральный состав песчаников.** Светло-серые песчаники из отложений, подстилающих ченкскую толщу, по структуре разномерные, мелко- и среднезернистые, с мелким растительным детритом и плохоокатанными обломками аргиллитов (до 1 см). В составе песчаников преобладают обломки кварца (60–80%), полевых шпатов содержится 5–15%, присутствуют обломки кварцитов (до 10%), песчаников и алевролитов (до 5%), вулканитов (до 15%), кремнистых пород (до 3%). Зерна кварца неокатанные (преобладают) и плохоокатанные. Цемент регенерационный и частично пленочный (до 5%). По трещинам и порам песчаников развита вторичная карбонатизация (до 5%).

Кварцевые песчаники широко известны среди отложений северного борта Южно-Крымского нижнеюрского бассейна. Они представляют собой важный маркер нижней части саблынской свиты плинсбахско-тоарского возраста [Славин, 1982] и иллюстрируют

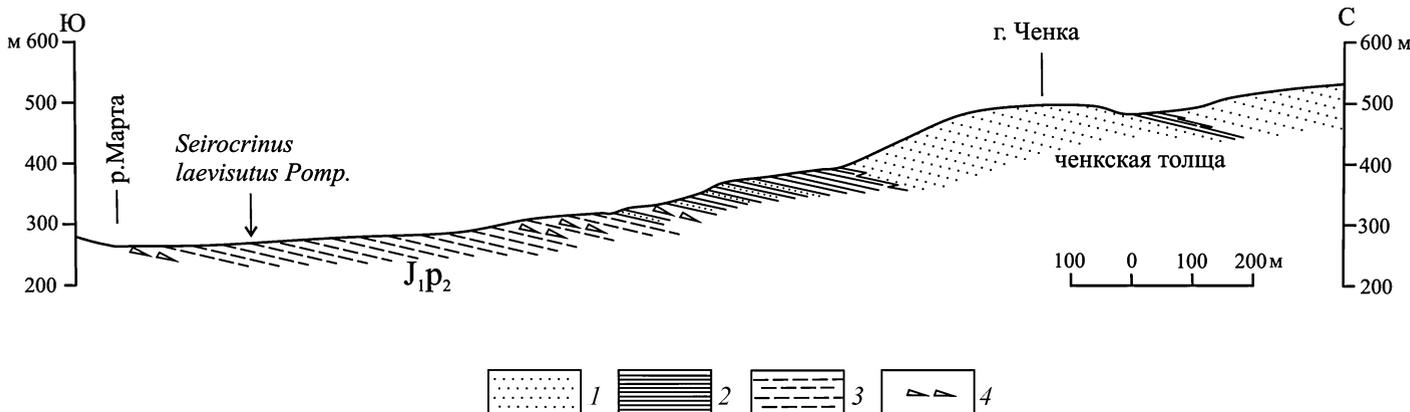


Рис. 2. Разрез южного склона г. Ченка: 1 — песчаники, 2 — глины, 3 — глинистые турбидиты, 4 — олистостромы

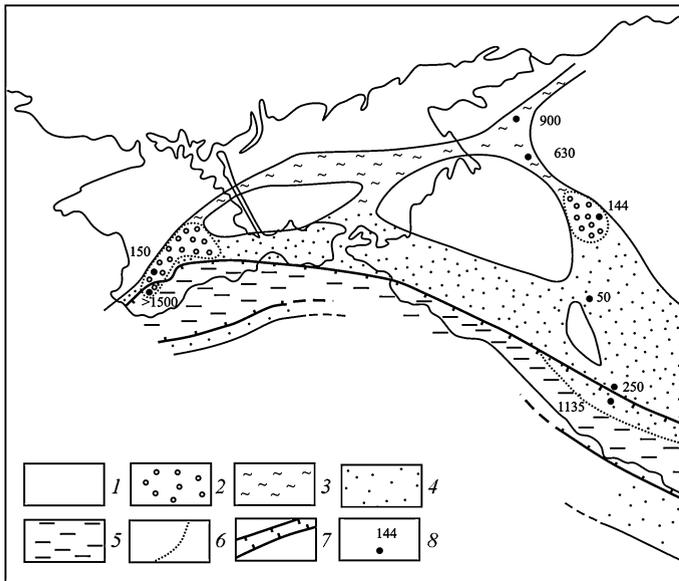


Рис. 3. Палеогеографическая схема Крыма и Западного Кавказа (плинсбах): 1 — области отсутствия отложений; 2–5 — фации: 2 — дельтовые, 3 — аллювиально-озерные, 4 — мелководно-морские, 5 — морские, относительно глубоководные; 6 — границы фаций; 7 — сбросы на бортах рифтогенного бассейна; 8 — разрезы обнажений и скважин, мощность

проникновение в Южно-Крымский бассейн в начале плинсбаха крупной речной системы Палеодона [Стафеев и др., 2013б] (рис. 3). Мощные тела этих песчаников, принадлежащие выносам рек [Фролов, 1998], обнажаются на правом берегу р. Альма (до 200 м) и на Малом Салгире у с. Строгановка (до 100 м). В.С. Милеев относит кварцевые песчанники к сараманской толще [Геологическое строение..., 1989]. Вслед за В.И. Славным [1982] и с учетом новых спорово-пыльцевых данных [Стафеев и др., 2013а] мы относим сараманские песчанники к низам плинсбаха.

Песчанники ченкской толщи зеленовато-серые, мелкозернистые, алевритистые, с редкими зернами крупного песка и мелкого гравия, неслоистые, иногда косослоистые, полимиктовые, слюдястые. Среди обломков содержится 40–60% кварца, 5–10% полевых шпатов, до 30% вулканитов, до 10% слюды, 1–3% обломков сланцев и до 5% мелких фрагментов растительного детрита. Зерна обычно неокатанные, реже плохоокатанные, среди неокатанных зерен преобладают мелкие обломки. Цемент глинистый полиминеральный (10–15%). Ченкские песчанники формировались в условиях вялой гидродинамики и обильного поступления свежей вулканокластике.

**Минеральный состав глин.** По этому показателю ченкская толща делится на две части (табл. 1). В нижней части разреза (образцы 27.1, 23.1, С-20) установлена вермикулит-смешанослойно-гидрослюдястая ассоциация глинистых минералов с примесью смектита (до 4%) и каолинита (до 7%). В верхней части разреза глины имеют хлорит-смешанослойно-гидрослюдястый состав с примесью смектита (до 5%) и гейландита, вермикулит отсутствует, появляется магне-

зиальный хлорит. При переходе к глинистым пачкам, подстилающим и перекрывающим ченкскую толщу, состав глин не меняется (табл. 1). По минеральному составу глин граница проходит внутри ченкской толщи.

По качественному и количественному составу глинистых минералов, наличию вермикулита и смектита ченкская толща в Горно-Крымской зоне похожа лишь на плинсбахско-тоарские турбидиты 4-й пачки верхнетаврической свиты [Панов и др., 1978]. В Лозовской зоне единственный аналог ченкской толщи по минеральному составу глин (табл. 2) — верхняя часть саблынской свиты (рис. 4), содержащая плинсбахский и тоарский палинокомплексы.

В нижнетоарских глинах Крыма исчезает каолинит, появляются апопелловый смектит, хлорит-смектит (редко гейландит), что свидетельствует о синхронной вулканической деятельности. Иными словами, минеральный состав глин хорошо согласуется с плинсбахско-тоарским вулканизмом среднего-кислого состава в Крыму [Лебединский, Шалимов, 1961] и с эпизодом аридизации климата, который, вероятно, был связан с глобальным тоарским климатическим оптимумом [Захаров и др., 2006].

**Состав палиноморф.** В органическом материале из 7 образцов ченкских глинистых алевролитов преобладают витринизированные и фюзенизированные растительные частицы, палиноморфы хорошей сохранности практически отсутствуют. Наличие окатанных фюзенизированных частиц свидетельствует о сильных окислительных процессах и активной гидродинамике. Витринизированные растительные частицы указывают на застойные условия их преобразования. Такое сочетание противоречивых условий может возникать в речной долине со старичными озерами или брошенными руслами.

Спорово-пыльцевой спектр из ченкской толщи [Тевелев и др., 2012] хорошо сопоставляется с тоарским палинокомплексом из пород Лозовской зоны в долине Бодрака [Стафеев и др., 2013а] и, вероятно, также имеет тоарский возраст.

Спектр из ченкской толщи похож и на тоарский палинокомплекс, выделенный из верхней части саблынской свиты на правом берегу Альмы. В последнем споры составляют 45–56%, количество диптериевых — 12–21%. Среди диптериевых отмечены *Dictyophyllidites spinescens* Sem. (0–0,5%), *D. mertonii* (de Jersey) Play. et Dett. (0–11%), *D. sp.* (1–5,5%), *Toroisporis sp.* (4–11%). Количество *Cyathidites minor* Coup. и *C. australis* Coup. составляет 12–12,5%, *Marattisporites scabratus* Coup. — 0–3%. Осмундовые папоротники представлены *Osmundacidites speciosus* (Verb.) Sem. (0–0,5%), *O. sp.* (0–7%). Единичны уховниковые *Foveosporites sp.* (0–1%). Редко встречаются споры глейхениевых *Gleicheniidites sp.* (0–1%). Среди спор неопределенной систематической принадлежности установлены (%) *Leiotriletes sp.* (7–8), *Trachysporis sp.* (0–6), *Deltoidospora juncta* (K.-M.) Singh (0–2), *Stereisporites perforatus* Leschik (0–1), *Cyclogranisporites obscurus* (Bolch.) Mal. (0–0,5), *Neoraistrickia sp.* (0,5–1).

Таблица 1

Минеральный состав глин ченкской толщи, подстилающих и перекрывающих ее отложений, %

Номер образца	Литологический состав, палеонтологические остатки		Каолинит	Гидрослюда	Гидрослюда-сметит	Хлорит	Вермикулит	Сметит	Хлорит-сметит	Вермикулит-хлорит	39А-минерал	
24.1	Тонкоритмичные турбидиты		–	75	17	8	–	–	–	–	–	
22.2	Глинистые турбидиты		–	77	6	17	–	–	–	–	–	
21.3	То же		–	65	4	20	–	2	9	–	–	
26.2	Тонкоритмичные турбидиты		10	44	14	9	–	2	12	–	9	
30.4	Толща ченкских песчаников	песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов	–	31	18	23	–	5	23	–	–	
30.3			–	26	23	20	–	–	20	–	11	
30.2			–	59	11	13	–	3	14	–	–	
30.1			–	52	19	13	–	–	16	–	–	
36.2		песчаники, алевролиты		–	41	22	15	–	2	7	13	–
27.1		песчаники с прослоями аргиллитов	–	60	28	–	8	4	–	–	–	–
23.1			–	60	13	–	24	3	–	–	–	
с-20			7	50	13	–	15	–	15	–	–	
27.2	Глины под ченкской толщей		–	55	15	–	23	7	–	–	–	
с-9	Глинистые турбидиты с <i>Seirokrinus laevisutus</i> Romp.		–	62	7	–	18	–	13	–	–	
с-10			–	46	16	–	20	–	18	–	–	

Таблица 2

Минеральный состав глин триасовых и юрских отложений Горного Крыма (бассейн р. Бодрак), %

Свита	Подсвита	Возраст	Каолинит	Гидрослюда	Слюда-сметит	Хлорит	Вермикулит	Сметит	Хлорит-сметит
Лозовская	верхняя	J <sub>2</sub> a–b <sub>1</sub>	5–20	30–60	20–30	5–30	–	–	0–10
	нижняя	J <sub>1</sub> t <sub>2</sub>	15–45	45–65	10–25	–	–	–	–
Саблынская	верхняя	J <sub>1</sub> p <sub>2</sub> –t <sub>1</sub>	0–30	30–70	5–30	0–20	0–30	0–10	0–20
	нижняя	J <sub>1</sub> p <sub>1</sub>	15–45	30–65	10–35	–	–	–	–
Салгирская	верхняя	J <sub>1</sub> s <sub>2</sub>	0–10	45–70	5–30	10–20	–	–	5–10
	нижняя	T <sub>3</sub> r–J <sub>1</sub> s <sub>1</sub>	5–40	25–70	5–30	0–20	–	–	0–20
Курцовская		T <sub>3</sub> k–n	–	45–75	10–25	10–40	–	–	–

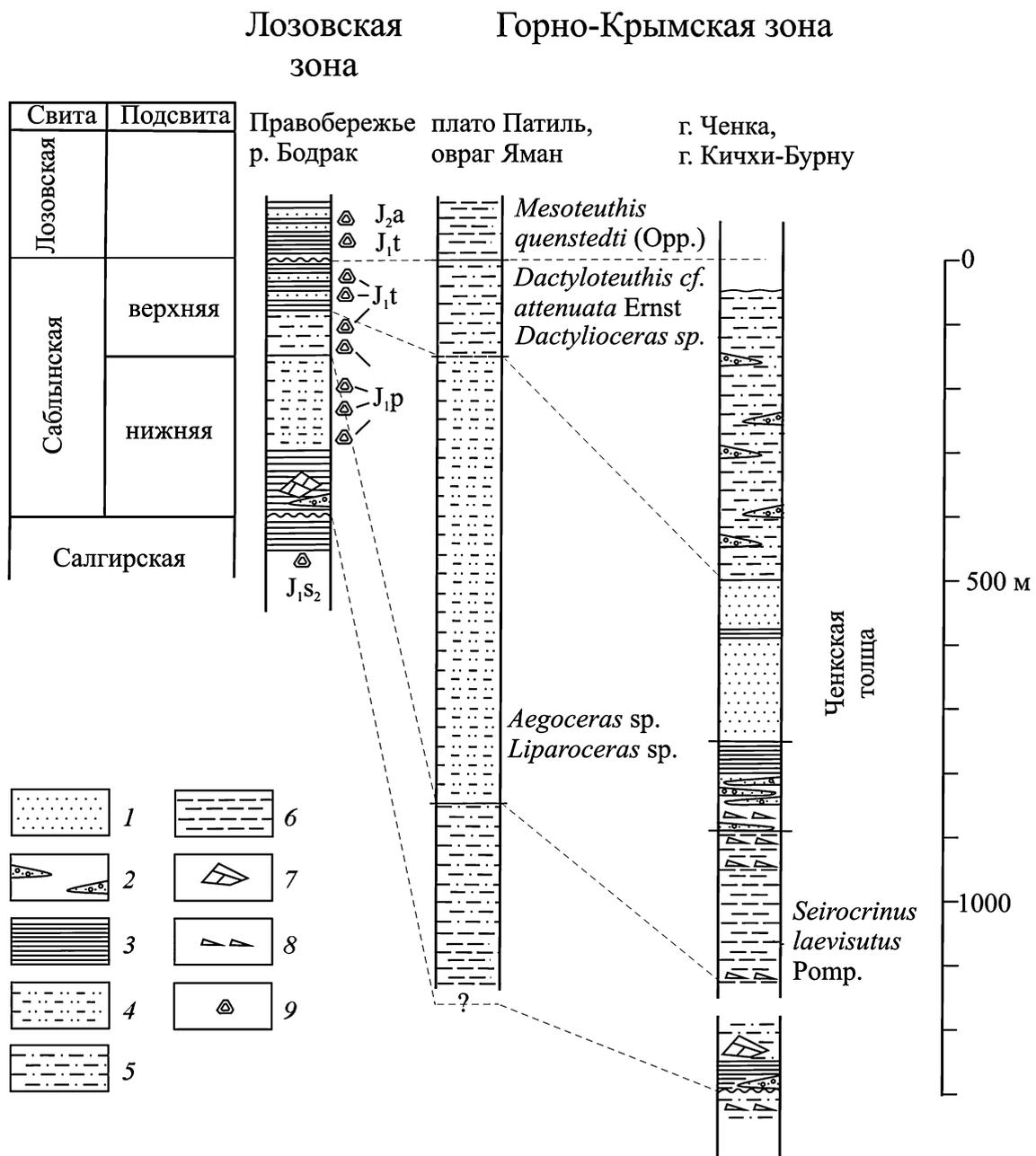


Рис. 4. Сопоставление разрезов плинсбаха и тоара в бассейнах рек Бодрак и Марта: 1 — песчаники; 2 — линзы песчаников и гравелитов; 3 — глины; 4–5 — песчано-глинистые турбидиты: 4 — разноритмичные, 5 — тонкоритмичные; 6 — глинистые турбидиты; 7 — палеозойские глыбы; 8 — олистостромы; 9 — спорово-пыльцевые спектры

Среди пыльцы доминируют *Ginkgocycadophytus* (22–29%). На втором месте находятся *Classopollis* sp. (4–10%). Двухмешковые хвойные (8–15%) представлены (%) *Alisporites* sp. (0–1,5), *Pinuspollenites* sp. (1–1,5), *Piceapollenites* sp. (2,5–3), *Podocarpidites* sp. (4–8), *Cedripites* sp. (0–0,5). Пыльцы японской зонтичной пихты *Sciadopityspollenites* sp. содержится до 1,5%. Из кейтониевых установлены *Cautionipollenites pallidus* (Reis.) Coupr. (0–2%) и *C.* sp. (1,5–5%). Присутствуют *Inaperturopollenites magnus* (Pot.) Thom. et Pfl. (0–0,5%).

По мнению С.Б. Смирновой, палинокомплекс саблынской свиты происходит из низов тоара. Такие формы, как *Cyclogranisporites obscurus* (Bolch.) Mal.,

*Dictyophyllidites spinescens* Sem., *Osmundacidites speciosus* (Verb.) Sem. обнаружены в тоарских отложениях Донбасса, датированных по аммонитам [Семенова, 1970].

В тоарских спектрах из долины Бодрака, как и в спектре из ченской толщи [Тевелев и др., 2012], количество *Classopollis* достигает 30%. Отметим, что на Северном Кавказе в раннетоарских спектрах содержится до 60% *Classopollis*, что наряду с одновременным исчезновением каолинита в глинах свидетельствует об аридизации климата.

**Фации и палеогеографические обстановки.** Фации ченской толщи не так однообразны, как представляется. Обычно отмечается ритмичность с толщиной

ритмов от нескольких метров до 10–15 м [Панов и др., 1978], в которых средне-мелкозернистые неслоистые песчаники сменяются вверх по разрезу ритмов мелкозернистыми плитчатыми разностями с маломощными глинистыми алевролитами в кровле.

Такая картина наблюдается не повсеместно. На правом склоне Обсерваторского оврага (точка 30.4) обнажены непротяженные выходы песчаников толщиной до 1 м, для которых характерно уменьшение размера зерен вверх по разрезу. В кровле пластов (5–7 см) залегает желтовато-бурая песчано-глинистая порода с линзовидной, волнистой и косой слоистостью, с обильным растительным детритом и большим количеством слюды. По всем признакам такие пласты песчаников похожи на фацию врезов, выполняемых осадками ослабевающих течений в вершинных частях конусов выноса промоин берегов (намывных валов). Из-за уменьшения размера зерен снизу вверх по разрезу такие отложения легко спутать с турбидитами [Эллиотт, 1990].

На южном крутом склоне г. Ченка (точка 36.2) обнажено несколько ритмов толщиной до 1 м с увеличивающимся размером зерен к верхам ритмов. В основании ритмов (7–10 см) залегает зеленоватый, буровато-серый хорошо сортированный алевролит с ясной слоистостью (практически все удлиненные зерна ориентированы). В алевролите в серии параллельных пакетов толщиной 4–6 мм каждый наблюдается очень тонкая диагональная однонаправленная косая слоистость под углом 20–30°. Выше залегают мелкозернистые тонкоплитчатые песчаники (30–40 см), а на них — среднезернистые массивные (до 60 см). Эта фация, вероятно, формировалась в обстановке приустьевого бара, по мере продвижения которого в приемный бассейн тонкие алевритовые осадки сменялись песчаными отложениями с увеличивающимся вверх по разрезу размером зерен. Именно для этих фронтальных участков дельтовых рукавов характерна в ченкских песчаниках обращенная градационная слоистость, которая послужила доказательством «опрокинутого» залегания, что позволило (ошибочно) выделить на правобережье Марты крупную опрокинутую антиклинальную складку [Панов и др., 1978].

В целом отложения в осевых частях водоразделов с характерной крупной ритмичностью (до 10–15 м) сложены русловыми фациями дельтовых рукавов, которые по краям обрамляются более тонкими фациями намывных (береговых) валов. В дистальных частях водоразделов (рукавов) наблюдаются расширения (и возвышения) — узлы разветвления дельтовых рукавов, возникающие на устьевых барах или при прорыве речных вод через прирусловые валы [Чистяков, 1980].

Алевритово-глинистые тонкослоистые фации внутридельтовых заливов и озер выходят на поверхность лишь в маломощных (до 0,2 м) прослоях (точка 30.1) на боковых склонах водоразделов. Такие преимущественно глинистые слабоуплотненные отложения слагали пространство между песчаными фациями дельтовых рукавов. Современная эрозия в пределах

распространения этих фаций привела к развитию глубоких оврагов, склоны которых представляют собой, по существу, откопанные границы фаций.

С учетом особенностей фаций и их переходов предлагаем отнести песчаники ченкской толщи к группе песчаных фаций флювиальной лопастной дельты, которые в относительно глубоководных условиях замещаются на глинистые фации склона дельты: в приустьевой зоне господствовали взвешивающие процессы, а приемный бассейн характеризовался застойностью придонных вод вследствие слабой роли приливов и отливов. Тонкий материал твердого стока и низкая гидродинамическая активность речного потока хорошо согласуются с аридизацией климата.

**Структурные парагенезы.** Деформационные текстуры в ченкской толще проявлены слабо. Межзерновой кливаж развит локально и, возможно, связан с зонами малоамплитудных взбросов с северо-восточным падением сместителей. В песчаниках часто наблюдаются субвертикальные волокнистые кварцевые жилы (рис. 5, а, в) толщиной до 3 мм. Не менее 50% минеральных жил имеет северо-восточное простирание (60–90°). Кристаллы внутри кварцевых жил вытянуты в том же направлении, что и кливажные зоны (рис. 5, а, б). Внутри удлиненных кварцевых кристаллов наблюдаются трещины отрыва, ориентированные вдоль кристаллов и параллельно кливажным зонам (рис. 5, г, д). Эти более молодые микротекстуры образовались в условиях северо-западного–юго-восточного сжатия, вероятно, в байосе уже после минеральных жил и свидетельствуют о смене знака поля напряжений. Волокнистые жилы ориентированы субнормально к северо-западному простиранию осей мелких пологих складок в песчаниках, а также к простиранию осей крупных складчатых структур, которые прослеживаются в северо-западном направлении почти параллельно долине р. Бодрак.

Структурный парагенез, свидетельствующий о юго-западном–северо-восточном направлении сжатия, вероятно, связан с донецкой фазой складчатости, произошедшей на рубеже раннего и позднего тоара [Моисеев, 1937], в таком случае ченкская толща по структурным признакам не может быть моложе раннего тоара.

**Магматизм.** Вулканические и субвулканические образования, синхронные ченкской толще, изучены в Кертмельском овраге и на левом склоне долины р. Альма. В бассейне Альмы, на левом склоне оврага Чельгине-Ольген над глинистой толщей с линзами кварцевых сараманских песчаников залегает вулканогенно-осадочная толща, сложенная туфами, туфопесчаниками и окремнелыми туффитами. Туфы серые и коричневатые-серые пепловые, мелкозернистые, иногда с градационной сортировкой материала, кристалло-витрокластические с зернами кварца (преобладает), плагиоклазов и биотита, иногда с обломками аргиллитов. Туфы образуют прослои толщиной до 0,6 м. Выше по склону количество вулканогенного материала

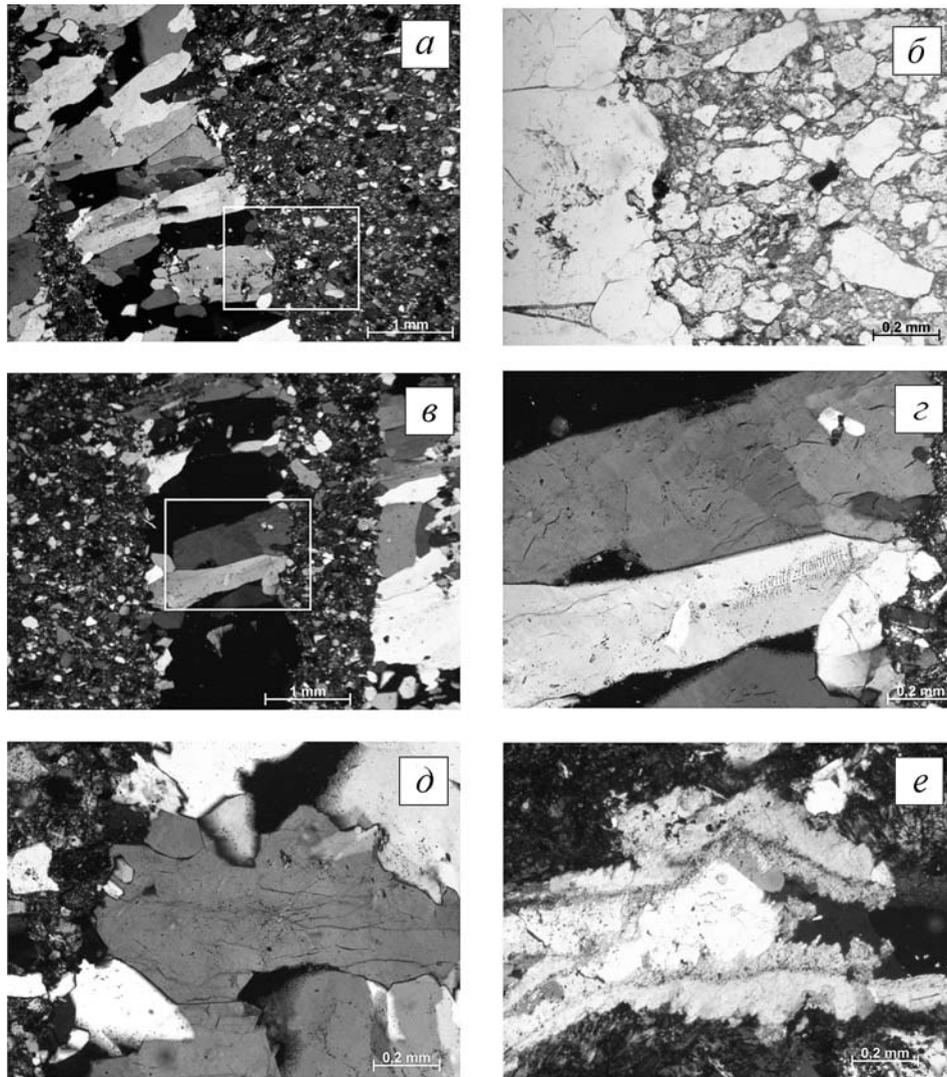


Рис. 5. Деформационные микротекстуры в породах ченкской толщи: *a* — волокнистая жила, прямоугольник показывает положение фото 5б; *б* — кливажные зоны на границе минеральной жилы; *в*, *з* — дорожки включений в удлиненных кристаллах кварца; *д* — трещины отрыва вдоль удлиненных кристаллов кварца; *е* — вторичные кварцево-карбонатные прожилки в кварцевых монцонитах

ла уменьшается. Неполная мощность вулканогенно-осадочной толщи ~40 м. В.С. Милеев относит ее к вулканогенно-терригенной фации кичикской толщи [Геологическое строение..., 1989]. На 1,5 км севернее описанного разреза расположен еще один выход вулканитов кислого—среднего состава. Вероятно, именно вулканические центры Бодракско-Альминского водораздела, действовавшие в плинсбахе—тоаре [Лебединский, Шалимов, 1961], служили источником свежего пирокластического материала при накоплении ченкских песчаников.

На левом склоне Кертмельского оврага (точка 28.2) обнажается дайкоподобное субвулканическое тело. Его фрагментарные выходы сложены зеленовато-серыми субвулканическими породами и гидротермально переработанной вулканической брекчией, которая содержит фрагменты, похожие на гиалокластиты. Такая брекчированная морфология субвулканических тел с перемешиванием обломков разной степени закали характерна для даек, внедрявшихся в нелити-

фицированные влажные осадки. Микроскопическое изучение наименее измененных образцов вулканической породы показало, что порода полнокристаллическая, среднезернистая, структура монцонитовая, с фрагментами сноповидной, аксиолитовой и метельчатой структур. Ярко выражен идиоморфизм плагиоклаза. Плагиоклаз часто образует расщепленные кристаллы и сноповидные сростки, что характерно для быстро остывавших субвулканических тел. Хорошо выраженная неоднородность зернистости (1–2 см) подтверждает возможное взаимодействие с вмещающими породами, богатыми водой (нелитифицированными осадками). Кроме плагиоклаза в породе наблюдаются в подчиненном количестве калиевый полевой шпат и кварц. Цветные минералы в породе полностью изменены. Исходная порода относилась к средним или кислым разностям с повышенной щелочностью, количество первичных цветных минералов не превышало 10%. Эту породу можно отнести к кварцевым монцонитам или палеотрахидацитам.

Западные границы ченкской толщи совпадают с восточным склоном плинсбахско-тоарского малого сдвигового Кертмельского бассейна, в котором и произошло внедрение субвулканического тела. Раскрытие бассейна, учитывая наличие в нем линз сараманских песчаников, произошло не позднее конца раннего плинсбаха, а внедрение субвулканического тела — на рубеже плинсбаха и тоара, когда осадки были еще не литифицированы. Если инициация вулканизма связана с декомпрессией в зоне сдвига, то время с момента заложения сдвигового бассейна до внедрения субвулканического тела отвечает позднему плинсбаху и составляет около 4 млн лет, учитывая длительность всего плинсбаха, это время не может превышать 7 млн лет.

**Корреляция геологических событий.** Ченкская толща песчаников несет следы разнообразных геологических процессов и событий, анализ которых позволяет реконструировать хроноструктуру раннеюрского этапа развития территории и определить место ченкской толщи в юрском разрезе Горного Крыма.

Начало этапа было связано с рифтогенезом Евразийской пассивной окраины мезозойского океана Тетис в условиях глобального субмеридионального растяжения [Ломизе, Панов, 2001]. В плинсбахе в пределах Крымско-Кавказского сегмента широтной пассивной окраины в условиях региональных левосдвиговых движений сформировалась последняя крупная и самая западная из речных систем, питавших раннеюрские бассейны Кавказа и Крыма, — Палеодон. Река транспортировала осадочный материал через проточный Ейский озерный бассейн и в раннем плинсбахе формировала Сараманскую дельту. В Южно-Крымском бассейне в связи с его углублением и резким увеличением твердого стока в раннем плинсбахе возобновилось накопление флиша. В начале позднего плинсбаха Западное Предкавказье испытало поднятие [Панов и др., 1996], речной сток в его шельфовые бассейны прекратился, весь несомый рекой материал начал разгружаться в Южно-Крымский бассейн. Именно в это время начала формироваться Ченкская дельта.

К концу плинсбаха Ченкская дельта, находившаяся ранее в междуречье Альмы и Бодрака, выдвинулась в район правобережья Марты. Одновременно начались извержения из местных локальных вулканических центров, связанных со сдвигами и малыми сдвиговыми бассейнами. Начало извержений в непосредственной близости привело к появлению в песчаниках и глинах ченкской толщи большого количества мелких обломков плохоокатанной и неокатанной вулканокластиков — кварца, полевых шпатов, биотита, вулканического стекла и др., особенно в верхней части разреза ченкской толщи (до 30%).

В начале раннего тоара в глинистых породах резко изменился состав глинистых минералов. Смешанно-слоисто-гидрослюдистая с высоким содержанием каолинита и вермикулита ассоциация, характерная для верхнего плинсбаха, сменяется на хлорит-гидрослю-

дистую с разнообразными смешанослойными минералами и смектитом при отсутствии каолинита и вермикулита. В Крыму и на Кавказе в палиноспектрах резко возросло (до 30–60%) содержание ксероморфных хейролепидиевых (*Classopollis* и *Corollina*). Эти факты свидетельствуют об аридизации климата в регионе во время глобального раннеюрского климатического оптимума. На суше замедлилась эрозия, материал твердого стока рек стал более тонким, скорость седиментации в бассейнах снизилась, завершился саблынский этап осадконакопления.

Следующий — лозовской — этап начался в позднем тоаре в условиях переменного-влажного, а позднее влажного климата. За счет размыва латеритных и каолинитовых кор выветривания в бассейн поступало много железа (шоколадные глины) и каолинита. Севернее Лозовской зоны закладывался грабенообразный Битакский проточный прогиб, который перехватывал речной сток. Саблынская речная дельтовая система вырождалась и уступала место конусу выноса межбассейновых стоковых течений.

**Выводы.** 1. Толща ченкских песчаников, в которой до сих пор не обнаружены стратиграфически значимые палеонтологические остатки, характеризуется важными признаками, позволяющими относить ее к верхам плинсбаха—низам тоара: а) по минеральному составу глин ченкская толща сопоставляется с турбидитами пограничных слоев плинсбаха и тоара в Горно-Крымской зоне, а также с глинистыми отложениями верхней части саблынской свиты Лозовской зоны, содержащими плинсбахский и тоарский спорово-пыльцевые комплексы; б) резкое уменьшение содержания каолинита в верхней части плинсбахских и практически полное исчезновение его в нижнетоарских отложениях, как это произошло и в ченкской толще, связано с кратковременной аридизацией климата, которая проявилась в ходе развития глобального тоарского климатического оптимума; в) в песчаных и глинистых породах ченкской толщи содержатся неокатанные обломки тефры, представленные девитрифицированным стеклом, кварцем, полевыми шпатами, биотитом. Их поступление в бассейн седиментации связано с синхронным средним-кислым плинсбахско-тоарским вулканизмом, проявления которого установлены на водоразделе Альмы и Бодрака, а также в бассейне Салгира [Лебединский, Шалимов, 1961]; г) расшифровка фациальной структуры и текстурный анализ показывают нормальное (неопротекторное) залегание ченкской толщи на темно-серых аргиллитах, содержащих позднеплинсбахские *Seirocrinus laevisutus* Romr. [Кликушин, 1988], наличие которых ограничивает нижний предел возраста ченкской толщи; д) результаты структурного парагенетического анализа ограничивают верхний предел возраста ченкских песчаников временем донецкой фазы складчатости, которая произошла в Крыму на рубеже раннего и позднего тоара [Моисеев, 1937]; е) спорово-пыльцевой спектр из ченкской толщи [Тевелев, и др., 2012] хоро-

шо сопоставляется с тоарским спорово-пыльцевым комплексом саблынской свиты Лозовской зоны и, вероятно, также имеет тоарский возраст; ж) по трековым датировкам цирконов [Соловьёв, Рогов, 2010] возраст ченкских песчаников оценивается как тоарский.

2. Одновременные региональные вулканическое и климатическое (аридизация климата) события позднего плинсбахского—раннего тоара отразились в составе глинистых минералов, который можно положить в основу выделения маркирующего горизонта. Это позволяет сопоставлять плинсбахские и тоарские разрезы Горного Крыма, Северного Кавказа и Скифской платформы на событийной основе.

3. В результате изучения устьевых фаций крупной плинсбахско-тоарской речной системы (Палеодон), питавшей раннеюрский флишевый бассейн Южного Крыма, в составе Саблынской дельты можно выделить два флювиальных дельтовых комплекса — нижнеплинсбахский сараманский и верхнеплинсбахско-тоарский ченкский.

4. Итоги фациального и общего палеогеографического анализа показали, что толщу ченкских песчаников нельзя рассматривать в качестве свиты или стратиграфического подразделения иного ранга. Она

представляет собой песчаную фацию флювиальной дельтовой лопасти.

5. В зоне северо-восточных левых сдвигов в конце плинсбахского возникли вулканические центры с кислым и средним составом вулканитов. Для инициации вулканизма сдвиговых зон в Крыму с начала заложения малых сдвиговых бассейнов (и декомпрессии) потребовалось от 4 до 7 млн лет.

6. На протяжении всего плинсбахского и в начале тоара разновозрастные дельтовые лопасти в зависимости от тектонического опускания или компенсации осадками северной части Горно-Крымской зоны периодически отступали или выдвигались к рубежу правого склона долины Марты. Предлагаем эту северную часть Горно-Крымской зоны выделить в качестве переходной зоны между мелководной Лозовской и относительно глубоководной Горно-Крымской структурно-фациальными зонами.

Таким образом, одна из «загадочных» толщ Горного Крыма не только получила свое место в тектонической и фациальной структуре северного борта Южно-Крымского флишевого бассейна, но и стала ключевым элементом в расшифровке раннеюрской палеогеографии Крыма.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма // Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 168 с.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 61–80.

Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 71–79.

Лебединский В.И., Шалимов А.И. О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140, № 1. С. 197–200.

Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.

Моисеев А.С. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей. 1937. Т. 66, вып. 1. С. 6–33.

Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н. и др. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 21–31.

Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В. и др. Новые данные по геологии триасовых и юрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47–55.

Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 3–14.

Семенова Е.В. Споры и пыльца юрских отложений и пограничных слоев триаса Донбасса. Киев, 1970. 144 с.

Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1982. № 5. С. 68–79.

Соловьёв А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 3. С. 74–82.

Стафеев А.Н., Смирнова С.Б., Ростовцева Ю.И. и др. Палинотриатиграфия и условия осадконакопления эскиординской серии (кровля триаса—средняя юра) Горного Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Пятое Всерос. совещание, Тюмень. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013а. С. 216–218.

Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Смирнова С.Б. и др. Палеогеографическое обоснование стратиграфии верхнего триаса и нижней юры Горного Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Пятое Всерос. совещание, Тюмень. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013б. С. 219–221.

Тевелев Арк.В., Коварская В.Е., Татарина Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 14–24.

Фролов В.Т. Мезозойские и кайнозойские формации Крыма (генетический анализ) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 39–48.

Чистяков А.А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов // Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. Т. 10. М.: ВИНТИ, 1980. 161 с.

Эллиотт Т. Дельты // Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М., 1990. Т. 1. С. 144–191.