

УДК 551.781(477.75)

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛАНЖИНА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

© 2022 г. К. А. Дубкова<sup>1</sup>, \*, С. Б. Шишлов<sup>1</sup>, А. Б. Кузнецов<sup>2</sup>, Ф. А. Триколиди<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: ksenya-dubkova@mail.ru

Поступила в редакцию 21.12.2021 г.

После доработки 31.03.2022 г.

Принята к публикации 08.05.2022 г.

Уточнена корреляция разрезов валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма на основе методов цикло- и секвенс-стратиграфии. С помощью Sr-изотопной стратиграфии возраст карбонатных пород зеленогорской толщи в долине реки Бештерек Центрального Крыма определен как ранний валанжин ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707343\text{--}0.707355$ ). При фациальном анализе осадочных пород выделено 4 литологических комплекса: глубоководные глины, мелководные известняки, мелководные песчаники, дельтовые песчаники и конгломераты. Особенности их пространственно-временных соотношений позволили установить секвенции верхнего берриаса–нижнего валанжина и верхнего валанжина, разделенные параллельным несогласием. Показано, что они формировались в обстановках внешнего, среднего и внутреннего рампа морского бассейна, ограниченного на юго-западе “Таврическим” островом, а на северо-востоке – “Скифской” сушей. Разработанные модели обстановок осадконакопления использованы для составления палеогеографических схем. Полученные результаты могут быть использованы при совершенствовании региональной стратиграфической схемы нижнего мела Крыма.

*Ключевые слова:* Крым, нижний мел, циклостратиграфия, Sr-хемостратиграфия, корреляция, обстановки осадконакопления, секвенции, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X22060059

### ВВЕДЕНИЕ

Отложения валанжина широко распространены в Юго-Западном и Центральном Крыму. Среди многочисленных исследований, посвященных отдельным группам фауны этого стратиграфического интервала, его фациальному анализу и реконструкции истории развития региона в валанжинском веке, необходимо отметить работы Н.И. Каракаша (Каракаш, 1907), М.С. Эристави (1957), М.В. Муратова (1960), В.В. Друщица (1960), Г.А. Лычагина (1969), Т.Н. Горбачик (Горбачик и др., 1975), Б.Т. Янина (Янин, Вишнеvский, 1989; Янин, 1997).

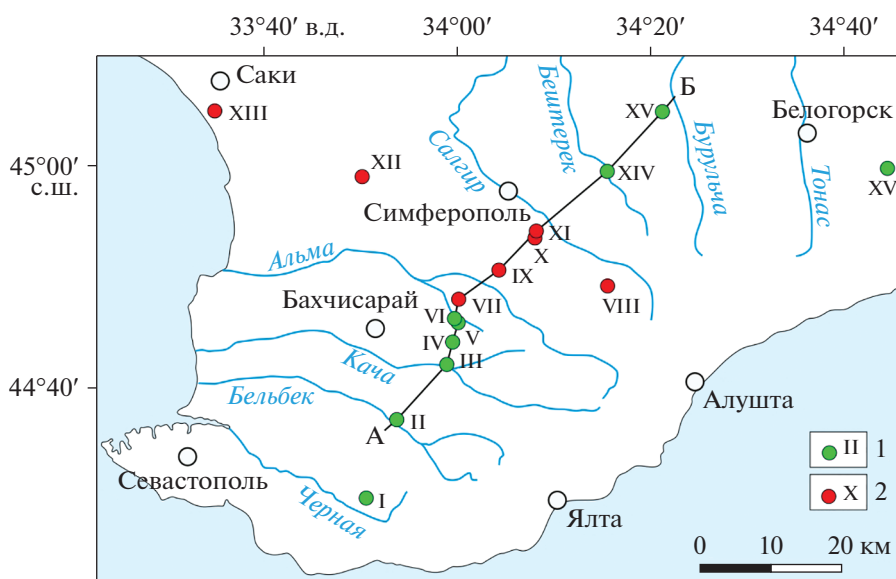
В 1984 г. опубликована Региональная стратиграфическая схема меловых отложений северо-западных побережий и шельфа Черного моря (Астахова и др., 1984). В ней приведены характеристики местных стратонев валанжина, сопоставленных по фауне с ярусами и подъярусами Общей стратиграфической шкалы, но горизонты для нижнего мела не выделены. Стратиграфиче-

скую схему нижнемеловых отложений для Юго-Западного Крыма доработал Б.Т. Янин (Янин, 1997). Е.Ю. Барабошкин выполнил описание наиболее представительных обнажений валанжина и ревизию найденных в них аммонитов, что позволило обосновать возраст местных стратонев и существенно уточнить корреляцию разрезов (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Baraboshkin, Mikhailova, 2000; Смирнова, Барабошкин, 2004).

Недавно несколько разрезов верхней юры и один разрез верхнего мела Юго-Западного Крыма получили С- и Sr-изотопную хемостратиграфическую характеристику, которая показала хорошие перспективы для уточнения возраста и корреляции карбонатных отложений (Рудько и др., 2014, 2017; Гужиков и др., 2021).

С 1950-х гг. доминирует мнение о том, что в валанжине море открывалось на юг<sup>1</sup>, а суша распо-

<sup>1</sup> Здесь и далее используются современные координаты.



**Рис. 1.** Расположение разрезов и их номера.

1 – обнажения валанжина, 2 – разрезы, в которых отложения валанжина отсутствуют. I – с. Новобобровка (Астахова и др., 1984), II – Сбросовый лог (материалы авторов; Янин, Вишневецкий, 1989; Аркадьев, 1997; Барабошкин, Янин, 1997), III – г. Резаная, г. Белая (материалы авторов; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016), IV – овраг Кояс-Джилга (материалы авторов; Барабошкин, 1997б; Никитин, Болотов, 2006; Барабошкин и др., 2016), V – г. Длинная (материалы авторов; Барабошкин, Янин, 1997), VI – г. Патиль (материалы авторов), VII – г. Лесистая (материалы авторов), VIII – с. Мраморное (Барабошкин, Янин, 1997), IX – с. Партизанское (материалы авторов), X – Курцовский карьер (материалы авторов), XI – Петропавловский карьер (материалы авторов), XII – с. Новоселовка (Тузьяк, 2013), XIII – с. Новофедоровка (Тузьяк, 2013), XIV – долина р. Бештерек (материалы авторов; Лысенко, Янин, 1979), XV – Зуйский карьер, г. Кунич (материалы авторов; Барабошкин, Янин, 1997), XVI – с. Горлинка (Астахова и др., 1984). А–Б – линия литологических профилей.

лагалась на севере (Эристави, 1957; Муратов, 1960). А.М. Никишин с соавторами считают, что в это время сформировался рифт, ось которого проходила по линии Верхоречье–Мазанка–Белогорск (Никишин и др., 2009). Его южное плечо, образованное складчатыми сооружениями Горного Крыма, было крутым, а северное пологим. Раннемеловые отложения Юго-Западного и Центрального Крыма накапливались на пологом плече прогиба, северная периферия которого представляла собой аллювиально-дельтовую равнину – область формирования мазанковской свиты (Барабошкин, Янин, 1997; Горбенко, 2011). Е.Ю. Барабошкин полагает, что южная суша, существовавшая еще в берриасе, в начале валанжина была эродирована и основной снос терригенного материала осуществлялся с возвышенности Центрального Крыма (Барабошкин, 2005). Другие исследователи (Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969) считали, что основным источником терригенного материала для раннемелового бассейна осадконакопления было расположенное на юге киммерийское сооружение Горного Крыма. Исследования разрезов валанжина и готерива в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) показали, что образующие их отложения накапливались в мелководной части моря, омывавшего расположенную на юго-востоке сушу, являвшуюся основным источником терригенного материала (Шишлов и др., 2019, 2020).

В настоящей статье представлена реконструкция эволюции обстановок осадконакопления в палеобассейне, выполненная на основе фациального анализа наиболее представительных разрезов валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма, при корреляции которых, кроме палеонтологических данных, использованы методы циклостратиграфии и секвентной стратиграфии. Впервые изучен изотопный состав стронция в пилотной коллекции карбонатных пород раннего мела Центрального Крыма. На основе метода Sr-изотопной стратиграфии (SIS) сделана попытка уточнить возраст зеленогорской толщи в долине р. Бештерек и оценить потенциал метода SIS для датирования карбонатных пород валанжина.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены материалы, собранные авторами в 2015–2020 гг. при послойном описании обнажений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма (рис. 1). Их существенно дополняют опубликованные ранее результаты изучения разрезов Сбросового лога (Янин, Вишневецкий, 1989; Аркадьев, 1997; Барабошкин, Янин, 1997), оврага Кояс-Джилга (Барабошкин, 1997б; Никитин, Болотов, 2006), гор Резаная и Белая (Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016),

г. Длинная (Барабошкин, Янин, 1997), Зуйского карьера (Барабошкин, Янин, 1997) и долины р. Бештерек (Лысенко, Янин, 1979). Кроме того, для обоснования конфигурации палеобассейна использованы обнажения, в которых отложения валанжина отсутствуют и этому стратиграфическому интервалу соответствует несогласие (рис. 1).

Методической базой исследования стали теоретические положения и подходы фациального анализа, изложенные в многочисленных монографиях (например, Wilson, 1975; Hallam, 1981; Фролов, 1984; Алексеев, 2003; Цейслер, 2009; Flügel, 2010). Породы с близкими структурно-вещественными, текстурными и тафономическими признаками объединены в литологические комплексы, генетическая интерпретация которых опирается на работы (Irwin, 1965; Busch, 1974; Deltas..., 1975; Reineck, Singh, 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986; Павлидис, Никифоров, 2007).

Структурно-вещественные характеристики осадочных пород уточнены по 60 шлифам, отобранным из исследованных авторами разрезов (рис. 1). Их описание и фотографирование выполнено на микроскопе Leica DM4500 P с микропозиционным столиком (оборудование Научного парка СПбГУ). Количество и гранулометрический состав нерастворимого остатка определены в 15 образцах.

Отправной точкой представленной в настоящей статье региональной корреляции разрезов (рис. 2) стала зональная шкала нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма по аммонитам (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016). В ней выделены зона *Thurmanniceras otopeta*, в настоящее время относящаяся к верхнему берриасу (Грищенко и др., 2018; Reboulet et al., 2018), зоны *Thurmanniceras pertransiens*, *Campylotoxia campylotoxia* нижнего валанжина, *Saynoceras verrucosum*, *Himantoceras trinodosum*, *Teschenites callidiscus*, *Eleniceras tauricum* верхнего валанжина и *Leopoldia desmoceroides*, *Crioceratites loryi*, *Lyticoceras nodosoplicatum* нижнего готерива. Привязка к этим

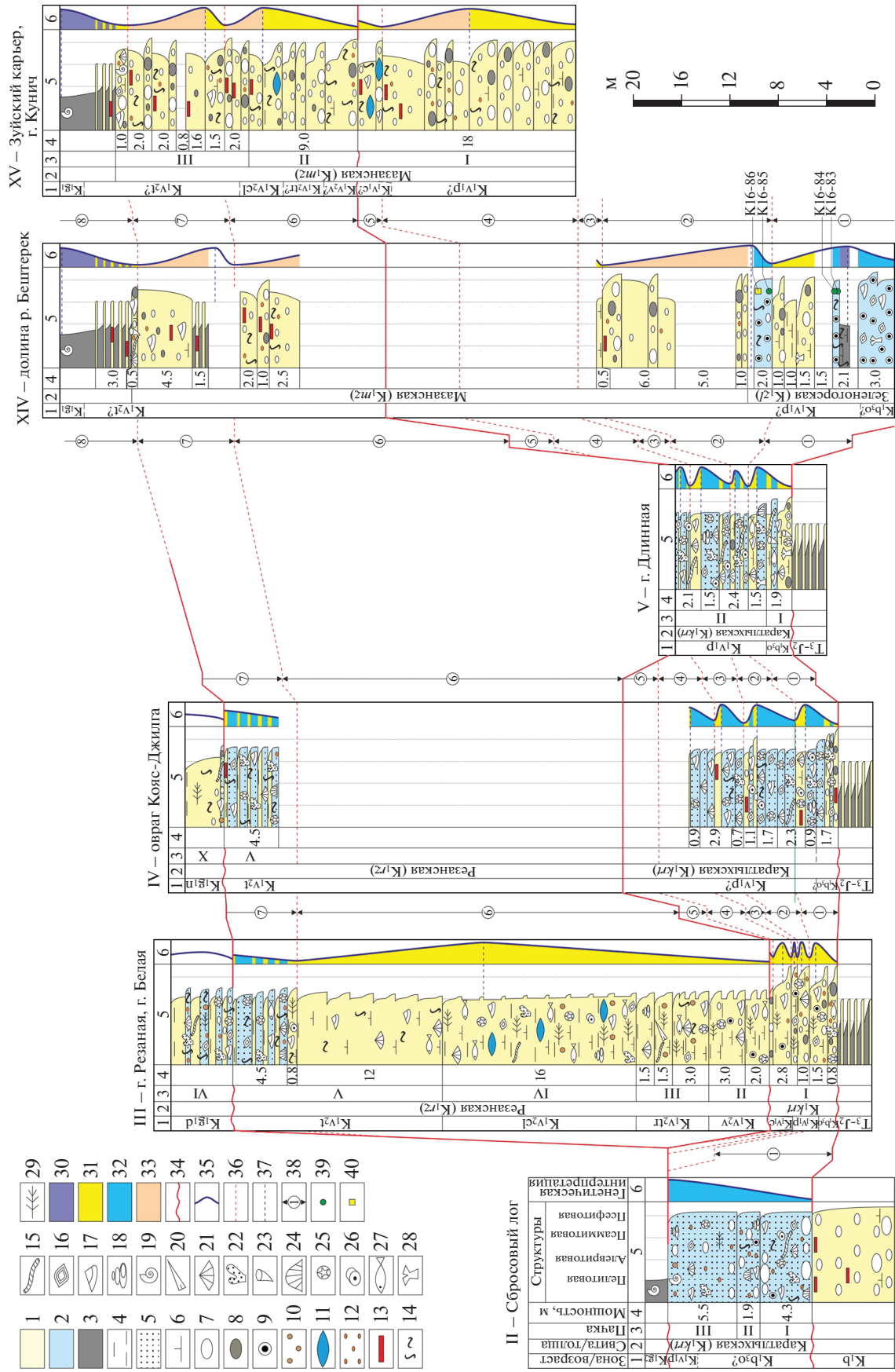
подразделениям осуществлена благодаря идентификации пачек, выделенных ранее в обнажениях Сбросового лога, гор Резаная и Белая, г. Длинная, Зуйского карьера (Барабошкин, Янин, 1997).

В разрезах установлены местные стратоны Предгорной структурно-фациальной зоны (Государственная..., 2019): новобобровская толща валанжина–нижнего готерива (Астахова и др., 1984; Барабошкин, 2016) Байдарской подзоны; каратльхская свита нижнего валанжина (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Янин, 1997) и резанская свита верхнего валанжина–нижнего готерива (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Янин, 1997) Байдарской и Бельбекской подзон; зеленогорская толща нижнего валанжина и мазанская свита нижнего–верхнего валанжина (Барабошкин, Янин, 1997) Бештерек-Бурульчинской подзоны; горлинская толща валанжина Белогорско-Старокрымской подзоны (Астахова и др., 1984). В связи с тем, что в каратльхской свите установлена (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997), а в зеленогорской толще предполагается зона *Thurmanniceras otopeta*, их теперь следует сопоставлять с верхним берриасом–нижним валанжином. Стратиграфические объемы каратльхской и резанской свит несколько изменены, поскольку их границу в разрезе гор Резаная и Белая мы провели по несогласию между нижним и верхним валанжином (подошва II пачки; Барабошкин, Янин, 1997).

Для уточнения возраста верхней части зеленогорской толщи в бассейне р. Бештерек (пачки 16, 17 по: Лысенко, Янин, 1979) привлечен метод Sr-изотопной стратиграфии (SIS), который опирается на вариации значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных осадках в геологическом прошлом (McArthur et al., 2012; Wierzbowski et al., 2017; Kuznetsov et al., 2017; Кузнецов и др., 2018; Zakharov et al., 2021). Он пригоден для корреляции и оценки возраста карбонатных отложений открыто-морских бассейнов. При этом степень сохранности изотопных систем оценивается на основании геохимического изучения (Кузнецов и др., 2006, 2008). Нами проведено

**Рис. 2.** Схема корреляции наиболее представительных разрезов валанжинского яруса.

1–3 – горные породы: 1 – песчаники, 2 – известняки, 3 – алевроиты и глины; 4–6 – примеси: 4 – глинистость, 5 – песчанность, 6 – известковистость; 7–13 – включения и новообразования: 7 – экстракластовые гравий и гальки (преимущественно кварц и кварцит), 8 – интракластовые гравий и гальки (преимущественно известняки и песчаники), 9 – оолиты, 10 – зерна фосфатов, 11 – кальцитовые конкреции, 12 – обломки, пропитанные и окруженные оксидами железа, 13 – ожелезнение пород; 14 – ихнофоссилии; 15–29 – органические остатки: 15 – серпулы, 16 – бентосные фораминиферы, 17 – двустворчатые моллюски, 18 – гастроподы, 19 – аммониты, 20 – белемниты, 21 – брахиоподы, 22 – мшанки, 23 – одиночные кораллы, 24 – колониальные кораллы; 25 – морские ежи, 26 – криноидеи, 27 – рыбы, 28 – водоросли, 29 – наземные растения; 30–33 – литологические комплексы: 30 – глины глубоководья, 31 – известняки мелководья, 32 – песчаники мелководья, 33 – песчаники и конгломераты дельты; 34 – несогласие; 35 – изменения уровня моря; 36 – регрессивный максимум; 37 – трансгрессивный максимум; 38 – трансгрессивно-регрессивные циклотемы и их номера; 39, 40 – образцы для Sr-изотопного изучения: 39 – оолитовые известняки, 40 – жильный кальцит. Зоны по аммонитам:  $K_1b_3o$  – *Thurmanniceras otopeta*,  $K_1v_1p$  – *Thurmanniceras pertransiens*,  $K_1v_1c$  – *Campylotoxia campylotoxia*,  $K_1v_2v$  – *Saynoceras verrucosum*,  $K_1v_2tr$  – *Himantoceras trinodosum*,  $K_1v_2cl$  – *Teschenites callidiscus*,  $K_1v_2t$  – *Eleniceras tauricum*,  $K_1g_1d$  – *Leopoldia desmoceroides*,  $K_1g_1n$  – *Lyticoceras nodosoplicatum*. Индексы с вопросами – положение зон предполагается. Нумерация пачек по (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997).



- |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
| 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 |    |    |

II – Сбросовый лог

Зона/возраст	K1b	K1v1?	K1v2	K1v3	K1v4	K1v5	K1v6
Свита/толща	Каратынская (K1v)	Каратынская (K1v)	Каратынская (K1v)	Каратынская (K1v)	Каратынская (K1v)	Каратынская (K1v)	Каратынская (K1v)
Пачка	1	II	III	IV	V	VI	VI
Мощность, м	4.3	1.9	5.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Структуры	Ленточная	Ленточная	Ленточная	Ленточная	Ленточная	Ленточная	Ленточная
Интерпретация	Памптовая	Памптовая	Памптовая	Памптовая	Памптовая	Памптовая	Памптовая

изотопно-геохимическое исследование трех образцов оолитовых известняков и одного образца жильного кальцита, отобранных из двух верхних карбонатных слоев зеленогорской толщи (рис. 2) в точке с координатами 44°58'58.5" с.ш., 34°16'27.5" в.д., расположенной на северной окраине села Лесное.

Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr определены в карбонатной части породы атомно-эмиссионным методом, после растворения истертого образца в 0.6N растворе HCl. Изотопный состав Sr измерен с использованием ступенчатого растворения (Кузнецов и др., 2008, 2017) на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Среднее значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандартном образце NIST SRM 987 составило  $0.710252 \pm 0.000009$  ( $2\sigma_{\text{средн}}$ ,  $n = 6$ ).

Для дополнительного обоснования и уточнения корреляции использованы методы анализа седиментационной цикличности, описанные в монографии (Шишлов, 2010). При этом по вертикальным последовательностям литологических комплексов и особенностям их изменений выделены трансгрессивно-регрессивные интервалы разрезов – циклотемы. Их региональная корреляция позволила построить литологические профили, отражающие пространственно-временные изменения рассматриваемого стратиграфического интервала. Использование подходов секвентной стратиграфии (Дронов и др., 1998; Posamentier, Allen, 1999; Жемчугова, 2014) позволило установить секвенции (ограниченные несогласиями или коррелируемыми с ними поверхностями интервалы разрезов), их трансгрессивные системные тракты (TST), поверхности максимального затопления (MFS), тракты высокого стояния уровня моря (HST) и трансгрессивные поверхности (TS).

В результате получен комплексно обоснованный геохронологический каркас, создающий основу для реконструкции эволюции палеогеографической ситуации в пределах рассматриваемой площади.

При составлении палеогеографических схем для финальных этапов формирования TST и HST секвенций валанжина использована модель карбонатного рампа, которая предполагает деление слабо наклонной поверхности дна на три зоны: внутреннюю, расположенную выше базиса нормальных волн; среднюю – между базисами нормальных и штормовых волн; внешнюю – ниже базиса штормовых волн (Ahr, 1973; Wright, 1986; Burchette, Wright, 1992; Дронов и др., 1998; Жемчугова, 2014).

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В рассматриваемых разрезах установлено 4 относительно однородных по структурно-веществен-

ным и текстурным особенностям литологических комплексов пород (рис. 2), каждый из которых формировался в пределах единой, по условиям осадконакопления, области палеобассейна. Это глины глубоководья, известняки мелководья, песчаники мелководья, песчаники и конгломераты дельты.

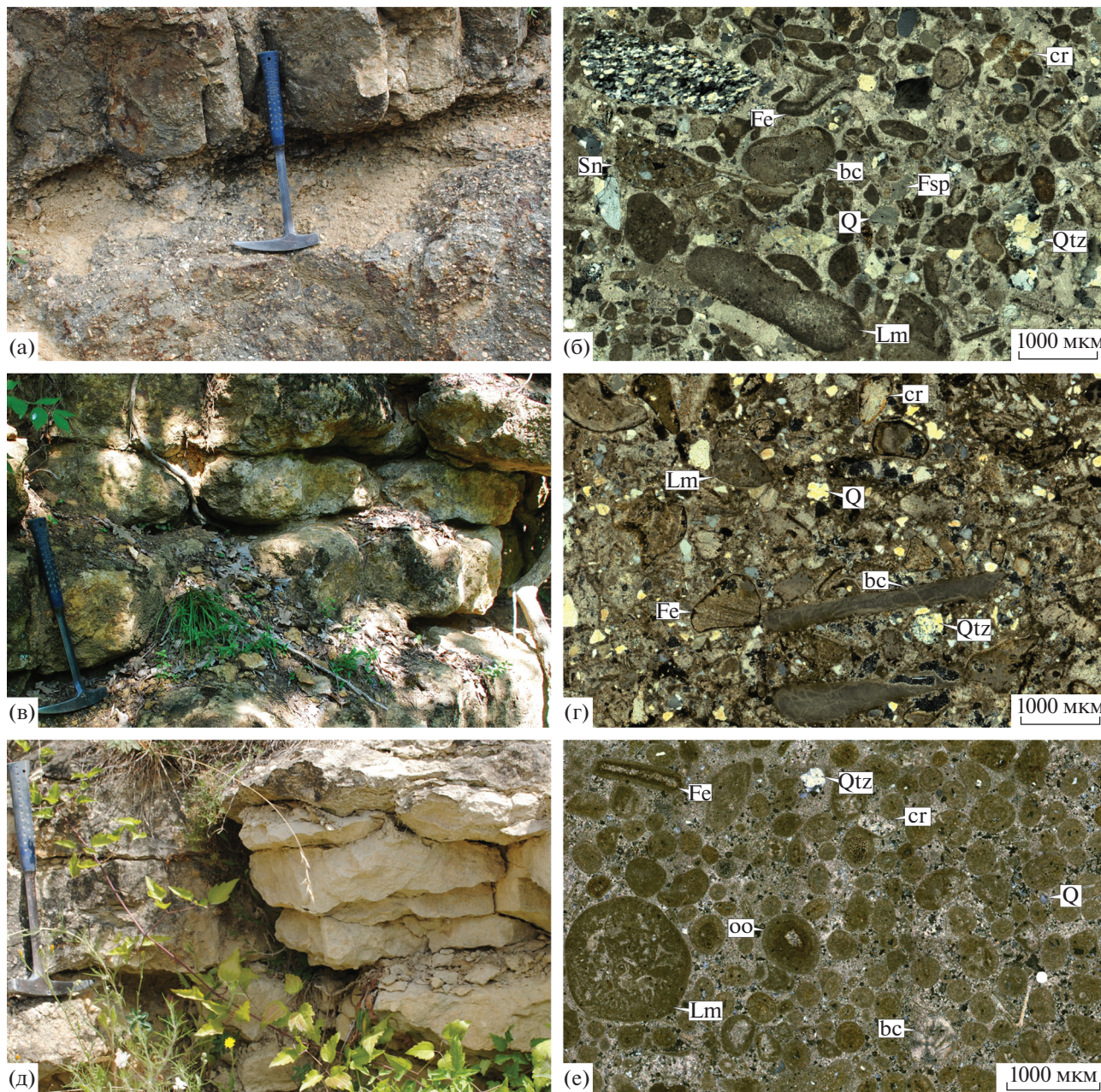
**Глины глубоководья** известковистые, часто алевролитистые, серые и темно-серые, массивные или с неотчетливой горизонтальной слойчатостью<sup>2</sup>, намечаемой изменениями концентрации примесей алевролитовых частиц и кальцита. Породы содержат остатки фораминифер, белемнитов, аммонитов и аптихи (Астахова и др., 1984). Судя по алевропелитовой структуре и горизонтальной слойчатости, эти осадки накапливались ниже базиса волнений, в застойных условиях внешнего рампа. Отсутствие следов жизнедеятельности и единичные остатки бентоса – признак плохой аэрации придонных вод (Янин, 1983). При этом соленость бассейна была нормально-морской, необходимой для расселения стеногалинного нектона. Иногда в глинах присутствуют тонкие (до 10 см) линзовидные прослои песчаников тонкозернистых и известняков мелкодетритовых, песчаных, светло-серых. Такие интервалы разрезов, по-видимому, формировались между базисами штормовых и нормальных волнений, в обстановках среднего рампа с изменчивой гидродинамикой.

Породами этого комплекса сложены новобобровская толща, типовой разрез которой находится вблизи с. Новобобровское, и верхняя часть горлинской толщи, представленной в разрезах у с. Горлинка (Астахова и др., 1984; Государственная..., 2019). В обнажениях зеленогорской толщи в долине р. Бештерек установлены известковистые глины, маркирующие максимум трансгрессии начала раннего валанжина (рис. 2). Подобные отложения образуют трансгрессивную пачку верхнего валанжина–нижнего готерива (рис. 2), залегающую на мазанской свите в обнажениях долины р. Бештерек и г. Кунич (Барабоскин, Янин, 1997).

**Известняки мелководья** (пакстоуны, грейнстоуны и рудстоуны) песчаные, реже песчаные (кварц-силикатных зерен от 10 до 40%), светло-бурые, с косой разнонаправленной слойчатостью, намечаемой ориентировкой уплощенных обломков, и подчеркнутой плитчатой отдельностью (рис. 3). Цемент кальцитовый спаритовый, реже микритовый, поровый, участками базальный.

Формирование таких отложений происходило выше базиса нормальных волнений на мелководье.

<sup>2</sup> Слойчатость (lamination) – текстура внутри слоя, образованная тонкими, близкими по структурно-вещественным характеристикам слойками, в то время как слоистость (bedding, stratification) – свойство осадочных толщ разделяться на слои (Вассоевич, 1950; Ботвинкина, 1977; Геологический..., 2012).



**Рис. 3.** Известняки мелководья в обнажениях (слева) и шлифах, николи скрешены (справа).

(а, б) – рудстоуны лито-биокластовые песчаные, с гравием и галькой кварца и кварцитов, каратльхская свита, Сбро-  
совый лог; (в, г) – грейнстоуны лито-биокластовые песчаные, каратльхская свита, овраг Кояс-Джилга; (д, е) – руд-  
стоуны лито-биокласто-оолитовые песчаные, зеленогорская толща, долина р. Бештерек. Q – кварц, Qtz – кварци-  
ты, Fsp – полевые шпаты, Fe – пленки оксидов железа, bc – биокласты, Lm – литокласты известняков, Sn – литокла-  
сты песчаников, cr – кортоиды, oo – ооиды.

дье внутреннего рампа с высокой гидродинами-  
кой (псефитовая и псаммитовая структуры, косая  
разнонаправленная слойчатость) и нормальной  
соленостью (многочисленные остатки морской  
стеногалинной фауны). Основной причиной де-  
фицита терригенного материала, по-видимому,  
являлись трансгрессии, приводившие к уменьше-  
нию объема твердого стока с суши (Wilson, 1975;  
Posamentier, Allen, 1999).

Для каратльхской свиты в обнажениях Сбро-  
сового лога, оврага Кояс-Джилга и г. Длинная  
(рис. 2) типичны лито-биокластовые рудстоуны,  
образованные фрагментами двустворок, брахио-  
под, мшанок, морских ежей, серпулидами, чле-  
никами криноидей, раковинами бентосных фо-  
раминифер, окатанными обломками микритовых  
глинистых и песчанистых известняков, единич-  
ными кортоидами и ооидами. Присутствуют зер-

на фосфатов, разнонаправленные ходы илоедов, остатки водорослей, одиночных и колониальных кораллов, раковины гастропод и аммонитов, зубы хрящевых рыб *Heterodontus* sp. и *Strophodus* sp. Песчаные зерна размером от 0.05 до 2.0 мм плохо сортированы. Это обломки кварца и кварцитов, реже халцедона, полевых шпатов, слюдистых сланцев, основных эффузивов, чешуйки слюды. Характерны гравий и мелкая галька кварца и кварцитов, которые особенно многочисленны в известняках каратлыхской свиты Сбросового лога (рис. 2) и образуют здесь линзовидные скопления (рис. 3а, 3б). Обломки часто пропитаны оксидами железа и окружены их тонкими пленками (рис. 3б, 3е). Рудстоуны зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (рис. 2) отличаются пониженным содержанием терригенной примеси (от 10 до 25%) и высокой долей кальцитовых ооидов размером от 0.25 до 0.5 мм (рис. 3д, 3е). Последние имеют преимущественно концентрическую, реже радиально-лучистую структуру и содержат в центральной части обломки кварца, микрокварцитов, раковины фораминифер, мелкий детрит двустворок. Такие известняки с псефитовой структурой можно отнести к стандартным микрофациям СМФ 14, 15 (Wilson, 1975; Flügel, 2010) и считать, что они накапливались у уреза воды во время трансгрессий при затоплении морем низменных участков суши. Присутствующие в них обломки, обогащенные оксидами железа, вероятно, мобилизованы в результате размыва прибрежных латеритных кор выветривания (Павлидис, Никифоров, 2007), признаки которых мы наблюдали в разрезе Сбросового лога. Здесь у кровли подстилающих каратлыхскую свиту кварцевых конгломератов албатовой толщи берриаса (рис. 2) присутствуют обильные выделения гематита, заполняющие трещины в гальках и промежутки между ними.

Высокое содержание ооидов свидетельствует о многократном перераспределении материала волнениями при низкой скорости седиментации (Flügel, 2010). Обнаруженные здесь зубы хрящевых рыб принадлежат придонным формам, питавшимся моллюсками. Отметим, что современные *Heterodontus* встречаются практически во всех океанах и, в зависимости от вида, обитают на глубинах от 15 до 280 м.

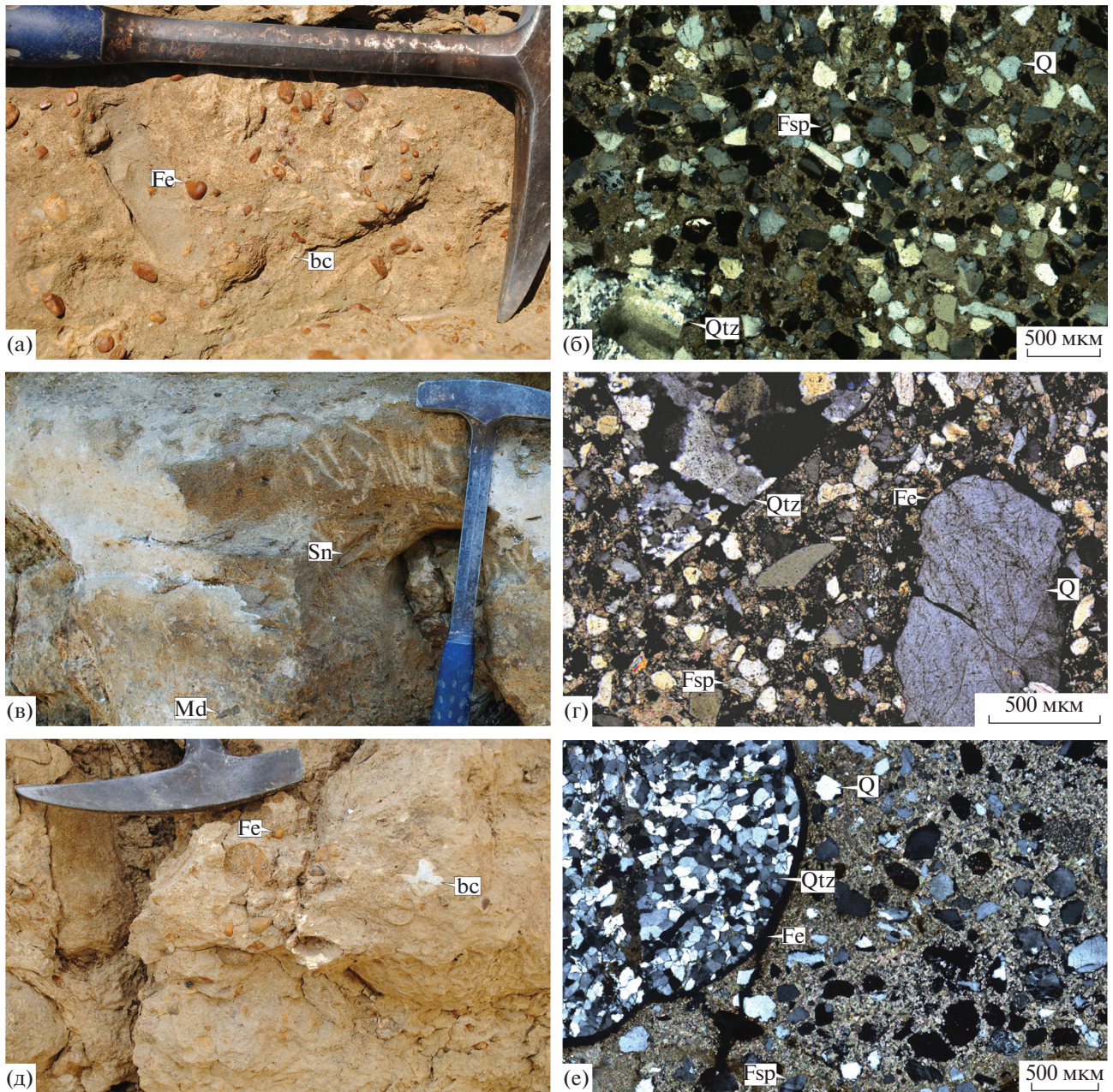
В верхней части каратлыхской свиты (обнажения оврага Кояс-Джилга, г. Длинная) и в резанской свите (обнажения гор Резаная и Белая, оврага Кояс-Джилга) (рис. 2) установлены грейнстоуны и пакстоуны (рис. 3в, 3г) стандартных микрофаций СМФ 11, 12 (Wilson, 1975; Flügel, 2010). В течение трансгрессивных фаз седиментации они сменяли рудстоуны за счет увеличения глубины, снижавшей придонную гидродинамику. Во время регрессий их формирование происходило только в дистальных частях внутренней рампы, там, где дефицит терригенного материала возникал из-за

значительного расстояния до источника сноса (Wilson, 1975).

**Песчаники мелководья** от мелко- до грубозернистых, средне- и плохосортированные, полевошпатово-кварцевые, известковые (карбонатного материала 40–45%), желтовато-бурые, с плоскопараллельной и косою разнонаправленной слоистостью (рис. 4). Доминируют зерна кварца и полевых шпатов (рис. 4б, 4г, 4е). Второстепенную роль играют обломки кварцитов, халцедона, основных эффузивов, слюдистых сланцев, аргиллитов, песчаников, известняков, чешуйки слюды. Присутствуют гравий и галька кварца, кварцитов, аргиллитов, песчаников (рис. 4), ооиды гидроокислов железа с концентрической структурой. В центральной части последних локализуются кремниевые сферы (возможно, радиолярии), зерна кварца и халцедона. Характерны разнонаправленные ходы илоедов, фрагменты брахиопод, двустворок (рис. 4а, 4д), морских ежей, криноидей, мшанок, одиночных кораллов, водорослей, серпулиды, раковины гастропод и аммонитов, роостры белемнитов, зубы хрящевых рыб *Strophodus* sp., ?*Synechodus* sp., *Sphenodus* sp., *Orectolobidae* gen. et sp. indet. и неопределимые микромерные зубы акул. Гравий, галька и органические остатки часто пропитаны оксидами железа и покрыты их тонкими пленками (рис. 4а, 4д). Цемент поровый, реже базальный, кальцитовый, преимущественно тонкокристаллический (рис. 4б, 4г, 4е), часто глинистый с выделениями оксидов железа и сульфидов.

Перечисленные признаки указывают на обилие терригенного материала в области осадконакопления и мелководные высокодинамичные условия седиментации в водах с нормальной морской соленостью. Эту интерпретацию подтверждает присутствие остатков типичных морских бентофагов *Strophodus* и *Orectolobidae*. При этом зубы *Strophodus* были описаны ранее из морских отложений, которые накапливались вблизи дельт крупных рек (Tabaste, 1963; Benton et al., 2000). Акулы *Sphenodus*, вероятно, были наиболее фациально независимыми формами, поскольку их остатки обнаружены во всех типах нижнемеловых отложений Крыма.

Песчаниками разномерными (размер песчинок от 0.1 до 2 мм) сложен весь разрез каратлыхской свиты г. Резаная, приподошвенная часть каратлыхской свиты оврага Кояс-Джилга и г. Длинная, верхняя часть зеленогорской толщи в долине р. Бештерек, ряд интервалов мазанской свиты в долине р. Бештерек и Зуйском карьере (рис. 2). Здесь присутствуют гравий и галька кварца, кварцитов, эффузивов, аргиллитов, песчаников и известняков, которые часто образуют линзовидные скопления или тонкие (до 20 см) прослои. Характерную для этих песчаников плоскопараллельную (угол наклона слоев до 10°)



**Рис. 4.** Песчаники мелкозернистые, известковые, с галькой, гравием и фрагментами морской фауны в обнажениях (слева) и шлифах, николи скрещены (справа).

(а, б) – нижняя часть каратлыхской свиты, г. Резаная; (в, г) – приподошвенная часть каратлыхской свиты, г. Длинная; (д, е) – прикровельная часть мазанской свиты, долина р. Бештерек. Q – кварц, Qtz – кварциты, Fsp – полевые шпаты, Sn – гальки песчаников, Md – гальки аргиллитов, Fe – пленки оксидов железа, bc – биокласты.

слоистость “пляжевого типа” (Reineck, Singh, 1975; Павлидис, Никифоров, 2007) намечают изменения гранулометрического состава, ориентировка уплощенных галек, обломков морского бентоса и углефицированных фрагментов наземных растений. Эти отложения, вероятно, накапливались у уреза воды в высокодинамичных обстановках галечно-песчаного пляжа и содержат продукты размыва латеритных кор выветри-

вания – обломки, обогащенные оксидами железа (Павлидис, Никифоров, 2007). В течение трансгрессивных фаз седиментации они формировались за счет мобилизации терригенного материала при разрушении берегов возвышенной суши или при перемыве накопившихся ранее отложений. Во время регрессий накопление таких песков происходило преимущественно благодаря вдольбереговой транспортировке обломочно-

го материала, в изобилии поставляемого в морской бассейн реками (Posamentier, Allen, 1999).

Увеличение расстояния от берега и рост глубины, снижавшей придонную гидродинамику, приводили к уменьшению гранулометрического состава осадков (Posamentier, Allen, 1999). В таких условиях формировались песчаники мелкозернистые, которыми преимущественно сложена резанская свита в обнажениях гор Резаная и Белая (рис. 2). Здесь проявлена мелкая тонкая косая разнонаправленная слоистость с частыми изменениями угла наклона слоев, участками линзовидных раздувов серий косых слоев и ундулирующей формой их подошвы. Эти текстуры, именуемые “рифельными” (Павлидис, Никифоров, 2007) или “слоистостью волновой ряби” (Johnson, Baldwin, 1990), обычно считают следствием перемещения небольших песчаных валов, образующихся в пределах подводного прибрежного склона за счет деформации и разрушения волн открытого моря на мелководье (Павлидис, Никифоров, 2007). Постепенное уменьшение снизу вверх по разрезу гранулометрического состава таких песчаных слоев, повышенное содержание в них остатков морской фауны, высокая известковистость, присутствие кальцитовых конкреций и обломков фосфатов можно считать признаками трансгрессивной фазы седиментации. Увеличение доли крупной фракции, уменьшение известковистости и количества детрита морского бентоса в слоевых последовательностях свидетельствуют о падении уровня моря (рис. 2).

Верхнюю часть валанжина (около 5 м), представленную в обнажениях г. Белая и оврага Кояс-Джилга (рис. 2), образуют тонкие чередования песчаников мелкозернистых известковых и грейнстоунов песчаных стандартных микрофаций СМФ 11, 12 (Wilson, 1975; Flügel, 2010). Толщина слоев песчаников уменьшается от подошвы к кровле, а известняков увеличивается, отражая нарастающий дефицит терригенного материала, который может быть результатом развивающейся трансгрессии.

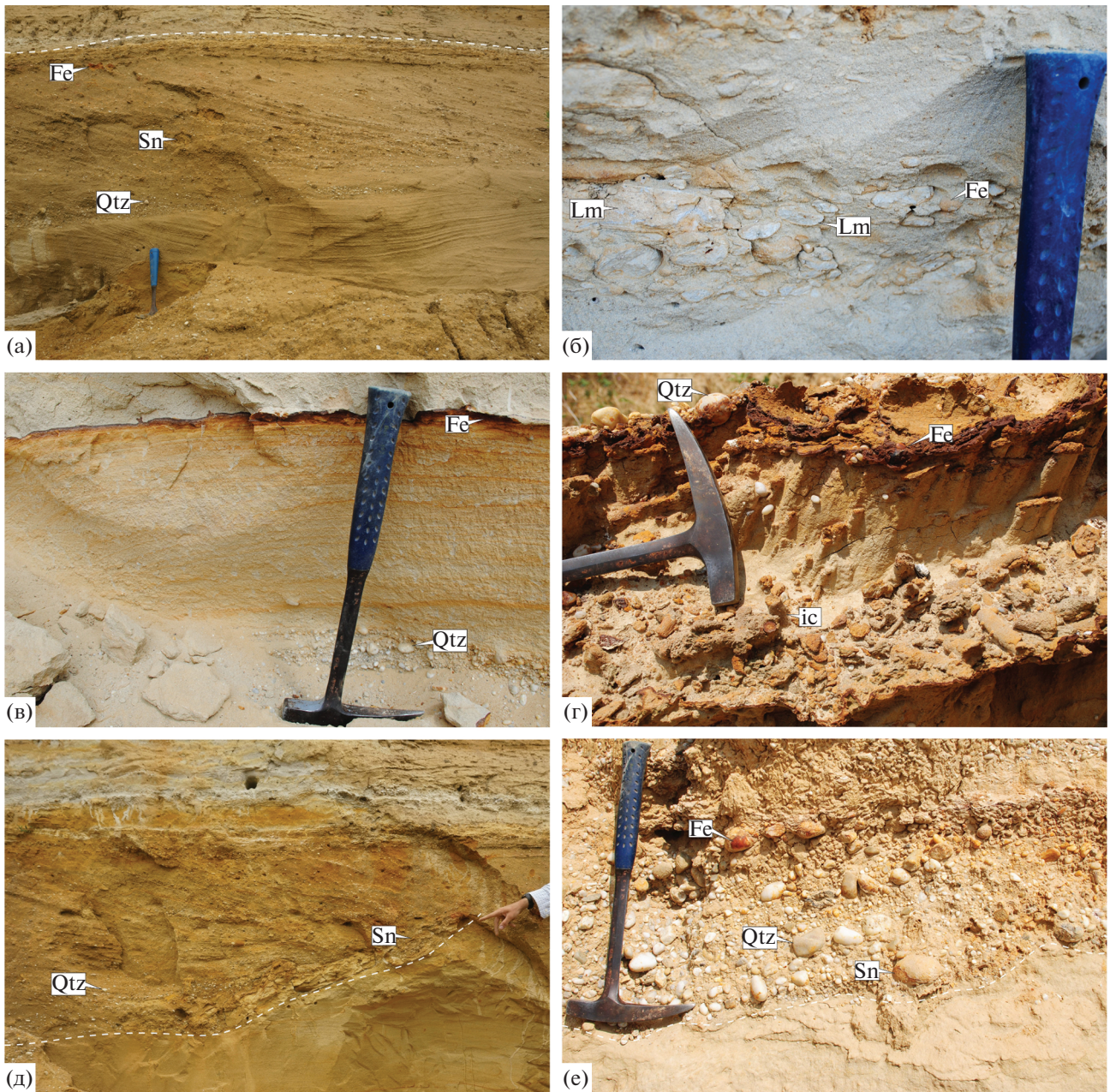
В разрезах каратлхской свиты оврага Кояс-Джилга и г. Длинная (рис. 2) регрессивные фазы седиментации маркируют песчаники мелкозернистые, известковистые, с неотчетливой тонкой полой косой разнонаправленной слоистостью, намечаемой незначительными изменениями гранулометрического состава и ориентировкой редкого детрита морской фауны (Шишлов и др., 2019, 2020).

Песчаники и конгломераты дельты слабо сцементированные, иногда известковистые, буроватожелтые, образуют слои двух типов (рис. 5). Слой первого типа в нижней части сложены песчаниками мелкозернистыми, слабо известковистыми. У подошвы иногда присутствуют тонкие (до 10 см) линзовидные прослои алевролитов глинистых.

Размер частиц постепенно увеличивается, и в верхней части доминируют среднезернистые разности. Характерна крупная косая разнонаправленная слоистость (рис. 5а), намечаемая изменениями гранулометрического состава. Присутствуют редкие фрагменты раковин морских двустворок, единичные и образующие линзовидные прослои хорошо окатанные гальки кварца, кварцитов, полуокатанные уплощенные обломки известняков и песчаников известковистых (рис. 5а, 5б, 5в). Часто они покрыты бурыми пленками оксидов железа. В Зуйском карьере обнаружены обломки гранитов и диоритов (Барабошкин, Янин, 1997). Формирование таких слоев, отличающихся ростом гранулометрического состава отложений от подошвы к кровле, обычно связывают с выдвиганием фронта дельты за счет миграции приустьевых бара к центру морского бассейна, что приводит к обмелению акватории и усилению гидродинамики (Deltas..., 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986). Присутствующие у кровли икнофоссилии Scolithos (рис. 5г) указывают на низкую скорость седиментации в условиях высокой гидродинамической активности мелководья (Ekdale et al., 1984; Микулаш, Дронов, 2006). Обогащенные оксидами железа темно-бурые прослои (рис. 5в, 5г), вероятно, связаны с эпизодами субаэральной экспозиции осадков на финальной стадии накопления.

Слои второго типа, встречающиеся реже, залегают на слоях первого типа с отчетливым неровным контактом (рис. 5д, 5е), эрозионную природу которого подчеркивают полуокатанные уплощенные валуны песчаников из подстилающих отложений (рис. 5д). Приподошвенную часть образуют конгломераты, в которых доминируют гальки кварца и кварцитов, часто окруженные пленками оксидов железа (рис. 5д, 5е). Кверху их постепенно сменяют сначала гравелиты, а затем песчаники разнозернистые (рис. 5д). У кровли локализуются песчаники мелкозернистые, с повышенным содержанием оксидов железа (рис. 5д). Изменения гранулометрического состава и ориентировка уплощенных галек намечают косую разнонаправленную слоистость (рис. 5д). Такие слои с характерным уменьшением гранулометрического состава отложений от подошвы к кровле, по-видимому, формировались при заполнении осадками дельтовых протоков (Deltas..., 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986).

Образование дельт происходит при падении базиса эрозии, приводящем к углублению речных долин и выносу мобилизованного при этом материала в приемный бассейн (Posamentier, Allen, 1999). Таким образом, интервалы разреза мазанской свиты в долине р. Бештерек и Зуйском карьере (рис. 2), накопившиеся в обстановках дельты (Барабошкин, Янин, 1997; Горбенко, 2011), маркируют регрессивные этапы осадконакопления.



**Рис. 5.** Песчаники и конгломераты дельты в обнажениях мазанской свиты. (а) – песчаники от мелкозернистых внизу до среднезернистых вверх, с косои разнонаправленной слоистостью, гальками кварца, кварцитов, песчаников, долина р. Бештерек; (б) – песчаники среднезернистые, с линзовидными скоплениями гальки известняков, долина р. Бештерек; (в) – песчаники среднезернистые, с линзовидным скоплением гальки кварца и кварцитов, обогащенные у кровли оксидами железа, Зуйский карьер; (г) – песчаники среднезернистые, с ихнофоссилиями Scolithos, гальками кварца и кварцитов, прослоями, обогащенными оксидами железа, Зуйский карьер; (д) – песчаники разнозернистые, с косои разнонаправленной слоистостью, гальками кварца, кварцитов и песчаников, залегающие с эрозийным контактом на песчаниках среднезернистых, долина р. Бештерек; (е) – конгломерат, сложенный гальками кварца, кварцитов и песчаников, залегающий с эрозийным контактом на песчаниках среднезернистых, Зуйский карьер. Qtz – гальки кварца и кварцитов, Lm – гальки известняков, Sn – гальки песчаников, Fe – оксиды железа, ic – ихнофоссилии. Пунктирная линия – граница слоев.

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ  
СЕДИМЕНТАЦИИ И СТРОЕНИЕ  
СЕКВЕНЦИЙ**

Корреляция установленных в частных разрезах циклотем позволяет считать, что отложения

валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма сформировались в результате 8 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов (рис. 2). При этом залегающая несогласно на подстилающих породах циклотема 1 позднеберриаско-ран-

**Таблица 1.** Содержания малых элементов и отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в известняках зеленогорской толщи в разрезе р. Бештерек

Образец	Порода	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
K16-83	1	0.20	186	830	163	0.005	1.1	5.1	0.707352
K16-84	1	0.16	103	530	184	0.004	0.56	2.9	0.707355
K16-85	1	0.39	127	580	250	0.010	0.50	2.3	0.707343
K16-86	2	0.33	700	2100	210	0.008	3.3	9.9	0.707428

Примечание. Порода: 1 – оолитовый известняк, 2 – жильный кальцит.

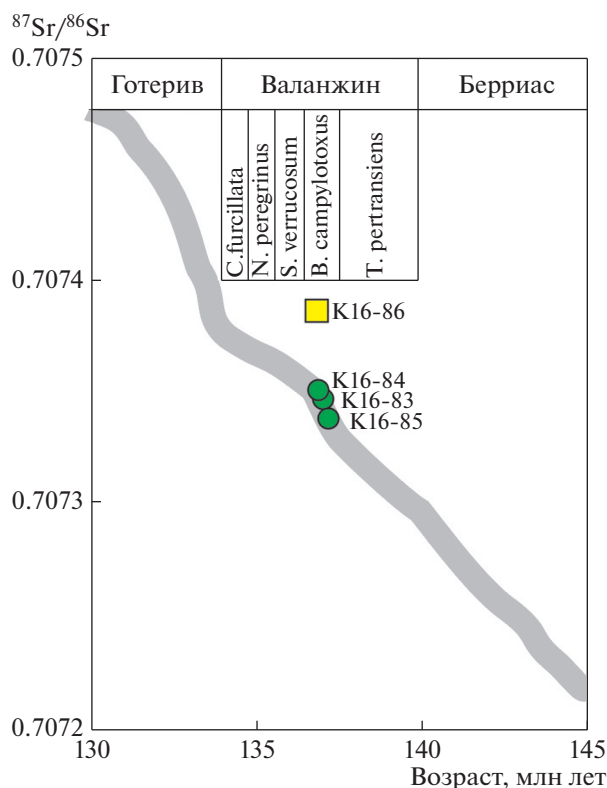
неваланжинская, циклотемы 2–5 ранневаланжинские, а циклотемы 6–8 поздневаланжинские.

Геохимическое изучение образцов из циклотем 1 и 2 зеленогорской толщи в разрезе р. Бештерек (рис. 2) показало, что их карбонатная часть сложена кальцитом (Mg 0.16–0.39%). Количество Mn и Fe в оолитовых известняках невысокое и незначительно изменяется соответственно от 103 до 186 мкг/г и от 530 до 830 мкг/г. Содержание Sr в этих известняках составляет 163–250 мкг/г, что характерно для морских осадочных карбонатов (Jones et al., 1994; Рудько и др., 2014, 2017;

Kuznetsov et al., 2017). Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в оолитовых известняках варьирует в узких пределах от 0.707343 до 0.707355 (табл. 1). Жильный кальцит (обр. K16-86) существенно обогащен Mn (700 мкг/г) и Fe (2100 мкг/г) по сравнению с седиментогенными известняками, а отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  здесь повышено до 0.707428. Эта картина отражает эпигенетическую природу жильного кальцита, кристаллизовавшегося под влиянием подземных растворов или поверхностных вод (Кузнецов и др., 2006, 2008).

Сопоставление значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.707343–0.707355) в оолитовых рудстоунах зеленогорской толщи с кривой вариаций  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане раннего мела (McArthur et al., 2012) показывает, что карбонатные осадки накапливались в раннем валанжине (рис. 6). К сожалению, изученные известняки не в полной мере удовлетворяют геохимическим критериям сохранности для мезозойских карбонатов (Jones et al., 1994; Кузнецов и др., 2017), значения которых для наименее измененных известняков верхней юры в разрезах Байдарской котловины и плато Демерджи составляли: Mg/Ca < 0.03. Mn/Sr < 0.2. Fe/Sr < 1.6 (Рудько и др., 2014, 2017). В нашем случае значения Mn/Sr (0.5–1.1) и Fe/Sr (2.3–5.1) повышены, что предполагает взаимодействие пород с метеорными водами во время перерыва. Так или иначе, если известняки частично обогатились  $^{87}\text{Sr}$ , то установленные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отражают верхний предел этого отношения в среде осадконакопления (Кузнецов и др., 2006, 2008). Это подтверждает, что известняки зеленогорской толщи относятся к нижнему валанжину (рис. 6).

Выполненная корреляция (рис. 2) показывает, что на большей части рассматриваемой территории кровля нижнего валанжина представляет собой поверхность параллельного несогласия. При этом в районе Сбросового лога сохранилась только нижняя трансгрессивная часть циклотемы 1 с аммонитами зоны *Thurmanniceras pertransiens* у кровли, на которой залегают отложения нижнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997). В разрезе г. Резаная эродирована верхняя часть циклотемы 5, и зона *campylotoxus* установлена только в



**Рис. 6.** SIS корреляция значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в осадочных известняках (кружки) и жильном кальците (квадрат) зеленогорской толщи с кривой вариации отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде раннего мела (McArthur et al., 2012). Аммонитовые зоны тетической шкалы по (Ogg, Hinnov, 2012).

ожелезненных фрагментах “твёрдого дна” (Барабошкин, 1997а; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016).

В бассейне р. Бодрак полнота разрезов верхнего берриаса—нижнего валанжина, перекрытых породами нижнего готерива, быстро сокращается с юго-запада на северо-восток. Так, в обнажениях г. Длинная установлены циклотемы 1–4 с аммонитами зон *otopeta* и *pertransiens* (Барабошкин, Янин, 1997), на г. Патиль от эрозии поздневаланжинского времени сохранилась только циклотема 1, а в разрезе г. Лесистая отложения валанжина отсутствуют (Шишлов и др., 2019, 2020).

Можно полагать, что в долине р. Бештерек и Зуйском карьере размыта верхняя часть циклотемы 5, на которой залегают породы верхнего валанжина (рис. 2).

Таким образом, ограниченные снизу и сверху эрозионными несогласиями отложения верхнего берриаса—нижнего валанжина образуют первую осадочную секвенцию, а циклотемы 1–5 являются ее парасеквенсами (рис. 7а). Трансгрессивный системный тракт (TST) соответствует нижней части циклотемы 1, а ее трансгрессивный максимум является поверхностью максимального затопления (MFS). Системный тракт высокого стояния (HST) образуют регрессивная часть циклотемы 1 и циклотемы 2–5. В представленном на рис. 7 сечении первая секвенция разделена на западный и восточный фрагменты областью, в пределах которой на эродированной поверхности пород верхнего триаса—средней юры (обнажения г. Лесистая, с. Партизанское и Петропавловского карьера) залегают известняки нижнего готерива.

Западный фрагмент секвенции выклинивается к северо-востоку и имеет небольшую мощность (до 15 м в овраге Кояс-Джилга). Однако в разрезе Сбросового лога сохранившаяся от размыва трансгрессивная часть циклотемы 1 имеет мощность около 12 м, что существенно больше этого стратиграфического интервала в разрезах г. Резаная, оврага Кояс-Джилга, г. Длинная (2–3 м). Это позволяет полагать, что до начала эрозии мощность отложений увеличивалась к юго-западу. В мелководных обстановках во время трансгрессий накапливались известняки, а во время регрессий — песчаники (рис. 7а). Исключением является сложенный только прибрежными песчаниками разрез г. Резаная (мощность 6 м), что указывает на присутствие рядом возвышенной суши, с которой постоянно (и во время трансгрессий) поступал терригенный материал.

Восточная часть первой секвенции выклинивается в юго-западном направлении (рис. 7а). Ее мощность достигает 80 м, что в 5 раз превышает толщину одновозрастных отложений западного фрагмента. Это, вероятно, связано с большей скоростью тектонического погружения субстрата.

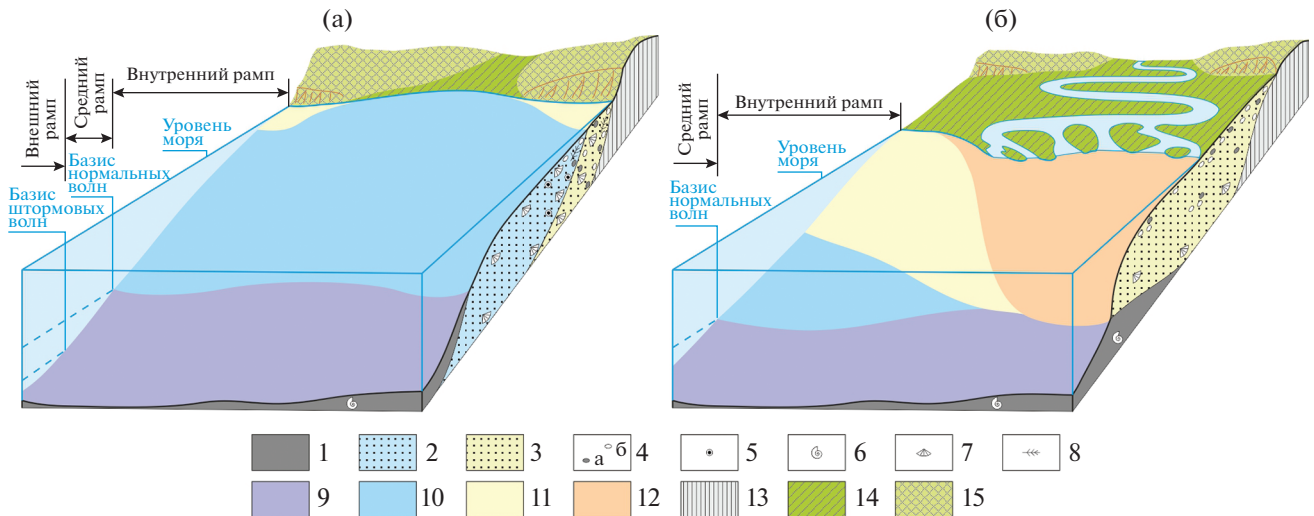
В разрезах долины р. Бештерек TST образуют оолитовые известняки, на которых залегают маркирующие положение MFS известковистые глины (рис. 7а). У основания HST (регрессивная часть циклотем 1 и 2) представлена смена известковистых глин глубоководья оолитовыми известняками и известковистыми песчаниками прибрежного мелководья, которые перекрыты песчаниками и конгломератами дельты. Трансгрессивные интервалы циклотем 3–5 образуют карбонатно-терригенные осадки мелководья, а регрессивные — терригенные отложения дельты (рис. 7а).

На эродированной поверхности нижнего валанжина залегают вторая секвенция, сформировавшаяся в позднем валанжине (рис. 7б).

На западе в рассматриваемом сечении (рис. 7б) это линза мощностью до 45 м (г. Длинная, г. Белая), что указывает на большую скорость погружения субстрата по сравнению с поздним берриасом—ранним валанжином. Верхний валанжин выклинивается к юго-западу. В обнажениях Сбросового лога на эродированной кровле пород зоны *Thurmaniceras pertransiens* нижнего валанжина залегают глубоководные глины верхнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997). В северо-восточном направлении верхний валанжин выклинивается уже к г. Длинная, где породы нижнего валанжина перекрывает нижний готерив (Барабошкин и др., 2016). Вероятно, западный фрагмент второй секвенции сформировался за счет заполнения осадками мелководного морского залива шириной не более 15 км, в котором в течение всего позднего валанжина накапливались пески мелководья (обнажения гор Резаная и Белая). Граница TST и HST, т.е. MFS (трансгрессивный максимум циклотемы 6), здесь установлена по тенденциям изменений карбонатности пород, отражающим изменения рН придонных вод (Македонов, 1985), обилия и разнообразия остатков морской фауны, по наличию обломков фосфатов и кальцитовых конкреций (рис. 2). Представленную в обнажениях гор Резаная, Белая и оврага Кояс-Джилга трансгрессивную часть циклотемы 7 образуют чередования известковистых песчаников и песчаных известняков (рис. 2, 7б). Вероятно, это следствие снижения количества терригенного материала в осевой части залива, связанное с выполаживанием суши. Верхней границей западного фрагмента второй секвенции является параллельное несогласие, установленное в разрезе г. Белая по наличию эрозионной поверхности и в овраге Кояс-Джилга по конденсации аммонитовых зон *Leopoldia desmoceroides* и *Crioceratites loryi* (Барабошкин, 1997б).

Восточный фрагмент второй секвенции (рис. 7б) TST сложен песчаниками прибрежного мелководья (трансгрессивная часть циклотемы 6) и ограничен MFS (трансгрессивный максимум циклотемы 6). HST образуют песчаники и конгломераты





**Рис. 8.** Обстановки осадконакопления в позднем берриасе–валанжине на трансгрессивных (а) и регрессивных (б) этапах эволюции палеобассейна.

1–3 – отложения: 1 – глины известковистые, 2 – известняки песчаные и песчанистые, 3 – пески известковистые; 4 – гравий и гальки (а – экстракласты, б – интракласты); 5 – оолиты; 6–8 – органические остатки: 6 – планктон и нектон, 7 – бентос, 8 – наземные растения; 9–12 – обстановки седиментации: 9 – низкодинамичное глубоководье, 10 – динамичное мелководье с карбонатной седиментацией, 11 – динамичное мелководье с терригенной седиментацией, 12 – дельта; 13 – подстилающие породы и отложения предыдущего этапа осадконакопления; 14, 15 – суша: 14 – низменность, 15 – возвышенность.

дельты (регрессивные части циклотем 6 и 7) и известковые песчаники прибрежного мелководья трансгрессивной части циклотемы 7 (рис. 7б). Отложения верхнего валанжина выклиниваются к юго-западу и отсутствуют уже в разрезе Петропавловского карьера. В Зуйском карьере их толщина не превышает 20 м, что в 6 раз меньше мощности нижнего валанжина в этом же разрезе и более чем в 2 раза меньше мощности верхнего валанжина на западе (обнажения гор Резаная, Белая). Эти различия отражают существенную изменчивость скорости и амплитуды тектонических движений, происходивших в течение валанжинского века.

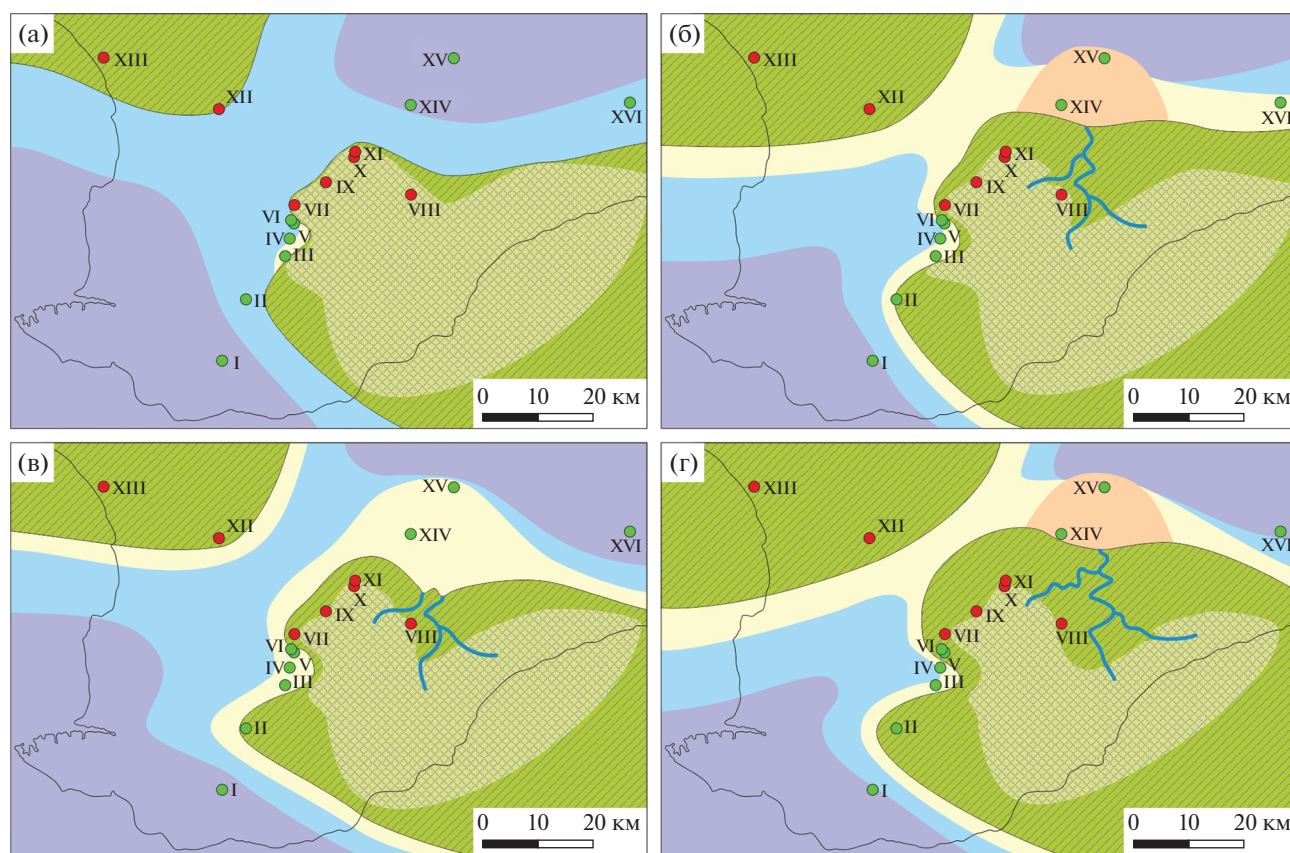
На кровле циклотемы 7 в обнажениях долины р. Бештерек, Зуйского карьера и г. Кунич согласно залегает трансгрессивная последовательность слоев циклотемы 8, основание которой образуют известковые песчаники прибрежного мелководья, представленные чередованиями песчаников тонкозернистых и глин, которые сменяет пачка известковистых глин мощностью не менее 40 м. В ее верхней части на г. Кунич найдены аммониты *Spitidiscus rotula* (Sow.) нижнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997). Таким образом, эрозионную поверхность в кровле второй секвенции на юго-западе здесь сменяет согласная трансгрессивная поверхность (TS), выше которой залегает TST следующей секвенции (рис. 7б). Формирование последней началось в конце позднего валанжина и продолжалось в раннем готериве.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Генетическая интерпретация установленных в разрезах литологических комплексов пород в сочетании с анализом их вертикальных и латеральных взаимоотношений позволила создать концептуальные модели обстановок формирования разрезов верхнего берриаса–валанжина во время трансгрессий и регрессий (рис. 8). Они использованы при составлении палеогеографических схем, отражающих особенности крымского палеобассейна на финальных фазах формирования TST и HST первой и второй секвенций (рис. 9).

Показанная на юго-востоке “Таврическая” суша, вероятно, представляла собой остров, образованный сохранившимся до валанжина фрагментом киммерийской горной системы (Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969). Здесь на дневную поверхность выходили интенсивно дислоцированные породы флиша верхнего триаса–средней юры (разрезы у с. Партизанское и в Петропавловском карьере), вулканогенно-осадочные и интрузивные образования средней юры (г. Лесистая), конгломераты средней юры (Курцовский карьер), на которых залегает нижний готерив (рис. 1, 7). В центральной, наиболее поднятой части “Таврического” острова обнажались верхнеюрские конгломераты (Барабошкин и др., 2016) и известняки, на которых в эрозионных врезях у с. Мраморное (рис. 1) залегают глины берриаса и верхнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997).

На северо-западе (рис. 9) показана “Скифская” суша, представлявшая собой низменность (Ни-



**Рис. 9.** Эволюция палеогеографической ситуации в позднем берриасе—раннем (а, б) и позднем (в, г) валанжине на финальных этапах образования.  
(а, в) — трансгрессивные тракты (TST), (б, г) — тракты высокого стояния (HST). Условные обозначения см. на рис. 8, 1.

кишин и др., 2009), сложенную породами палеозойского фундамента, которые в скважинах у сел Новоселовка и Новофедоровка (рис. 1) перекрыты отложениями верхнего готерива—среднего альба (Тузьяк, 2013).

“Таврическую” и “Скифскую” суши разделял морской пролив, ширина которого увеличивалась при трансгрессиях и сокращалась во время регрессий (рис. 9).

При формировании TST первой секвенции (рис. 9а) у береговой линии западной возвышенной окраины “Таврического” острова накапливались отложения галечно-песчаных пляжей каратльско-таврической свиты, которые трансгрессивно залегают на породах таврической серии верхнего триаса—средней юры в обнажениях г. Резаная, оврага Кояс-Джилга, гор Длинная и Патиль (рис. 2, 7а). Увеличение глубины моря к северо-западу и смену терригенных осадков карбонатными накоплениями подтверждает детальный фациальный анализ разрезов каратльско-таврической свиты в бассейне р. Бодрак (Шишлов и др., 2019, 2020). Южнее, у низменных побережий, терригенного материала было меньше, и здесь сформировались галечно-песчаные рудстоуны, которые в обнажениях Сбросового

лога (рис. 2, 7а) несогласно перекрывают конгломераты албатовской толщи берриаса (Аркадьев и др., 2012). У северо-восточной низменной окраины “Таврического” острова в высокодинамичных мелководных условиях образовались песчаные оолитовые рудстоуны зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (рис. 2, 7а).

На финальной фазе формирования TST первой секвенции (рис. 9а) за счет возраставшего дефицита терригенного материала дистальная часть внутреннего рампа стала областью накопления песчаных лито-биокластовых грейнстоунов и пакстоунов, образующих трансгрессивную часть циклотемы 1 в обнажениях оврага Кояс-Джилга и г. Длинная (рис. 2, 7а). В это время на юго-западе и северо-востоке в обстановках среднего и внешнего рампа осаждались глубоководные глины новобобровской толщи у с. Новобобровское и зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (рис. 2, 7а).

При образовании HST первой секвенции (рис. 9б) площади “Таврического” острова и “Скифской” суши увеличивались, а размеры юго-западной и северо-восточной глубоководных впадин сокращались. Рост количества поступавшего в море терригенного материала привел к расшире-

нию области накопления известковых песков и уменьшению площади формирования известняков. На северо-востоке “Таврического” острова в устье реки формировалась дельта (рис. 9б), отложения которой образуют регрессивные интервалы циклотем 2 и 4 в разрезах р. Бештерек и Зуйского карьера (рис. 2, 7а). Высокая скорость седиментации на фоне весьма интенсивного тектонического погружения обеспечивала сохранение мелководных условий осадконакопления в северо-восточной части палеобассейна (рис. 7а).

На рубеже раннего и позднего валанжина в результате падения относительного уровня моря значительная часть Юго-Западного и Центрального Крыма стала сушей, и верхняя часть НСТ первой секвенции была эродирована. Осадконакопление продолжалось только на юго-западной окраине региона, где формировались глубоко-водные глины новобобровской толщи (рис. 1).

Конфигурация бассейна в позднем валанжине (рис. 9в, 9г) мало отличается от ранневаланжинской. Однако даже во время финальной фазы формирования ТСТ второй секвенции (рис 9в) в прибрежных мелководных обстановках накапливались только пески, образующие трансгрессивную часть циклотемы 6 в разрезах г. Резаная, г. Белая и Зуйском карьере (рис. 2, 7б). Это можно объяснить перераспределением терригенных отложений предыдущего этапа седиментации волнениями. Судя по значительной мощности резанской свиты, достигающей в обнажениях гор Длинная и Белая 45 м, юго-западная впадина в позднем валанжине испытывала более интенсивное тектоническое погружение по сравнению с северо-восточной впадиной (рис. 7б).

При формировании НСТ второй секвенции (рис 9г) на северо-востоке “Таврического” острова накапливались пески и галечники дельты, образующие регрессивные части циклотем 6 и 7 (рис. 2, 7б). В глубоководных впадинах на юго-западе и северо-востоке осаждались известковистые глины новобобровской и горлинской толщ.

Падение относительного уровня моря в конце позднего валанжина, по-видимому, привело к образованию единой “Скифско-Таврической” суши, с эрозией которой связано параллельное несогласие в кровле западной части второй секвенции (рис. 2, 7б). Морские обстановки осадконакопления сохранились только на северо-востоке, где кровлю второй секвенции образует согласная ТS (рис. 2, 7б).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами результаты подтверждают представления о том, что в конце берриаса, валанжине и начале готерива основной питающей провинцией рассматриваемого бассейна была расположенная на юго-востоке киммерийская

горная система (Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969; Григорчук и др., 1991).

В многочисленных работах, опубликованных за последние 20 лет (Милеев и др., 2006; Хаин и др., 2006; Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015; Барабошкин и др., 2016), не подвергается сомнению существование в начале раннего мела южного микроконтинента (Юдин, 2008) или островной дуги (Григорчук и др., 1991; Милеев и др., 2006). Благодаря интенсивным тектоническим движениям, проявившимся в конце берриаса в Крыму и Понтидах (Милеев и др., 2006; Akbayram et al., 2013; Okay, Nikishin, 2015; Барабошкин и др., 2016), эта суша была возвышенной (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015). Здесь происходили процессы карстования позднеюрско-берриасских известняков (Барабошкин, 2016) и интенсивная субаэральная эрозия, что привело к формированию контрастного рельефа с перепадами высот в несколько сотен метров (Архипов и др., 1958). В долины северного склона этой суши неоднократно ингрессировало море (Милеев и др., 2006), существование которого определяли нисходящие тектонические движения в Битакском краевом прогибе (Хаин и др., 2006). На севере морской пролив омывал аллювиально-дельтовую равнину (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015) южной окраины Евразии (Юдин, 2008).

Можно предположить, что количество терригенного материала, поступавшего с южных возвышенностей, многократно превосходило объемы твердого стока с северной низменности. Очевидно, что с юга в область осадконакопления поступали не только крупные олистоплаки верхнеюрских известняков (Юдин, 2008; Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015; Барабошкин, 2016), но и делювий, пролювий, аллювий. Несмотря на это, и в настоящее время продолжает существовать тезис о том, что при формировании крымских разрезов в начале раннего мела терригенный материал поступал с севера (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015; Барабошкин, 2016). Раньше это органично вписывалось в геосинклиналиную концепцию, предполагавшую, что киммерийские структуры к началу мела были уже эродированы, оказались ниже уровня моря и образовывали погружающуюся на юг поверхность дна осадочного бассейна (Эристави, 1957; Муратов, 1960; Бызова, 1981). Но теперь, принимая существование южных возвышенностей, необходимо объяснить, куда пропал мобилизованный с них обломочный материал. Для этого выдвинуто предположение о его аккумуляции в осевой части рифтового прогиба (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015), который разделял крымский ороген на две части. Его следы нужно искать южнее сел Соколиное, Верхоречье, Мазанка, Зуя и Горлинка. Однако там не обнаружены четкие признаки рифтообразования

(Никишин и др., 2009) и отсутствуют даже останцы мощных терригенных толщ нижнего мела.

Вариант, предполагающий южный источник терригенного материала при накоплении расположенных южнее границы горно-крымского структурного комплекса разрезов (Милеев и др., 2006, рис. 1), лучше сочетается с современными геотектоническими реконструкциями и фактическим материалом. Так, в каратлыхской свите (разрезы г. Резанная, овраг Кояс-Джилга, г. Длинная) присутствуют обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов, мобилизованные при размыве пород подстилающей таврической серии (рис. 4в). Песчаники резанской свиты содержат около 23% зерен пород горно-крымского структурного комплекса: обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов таврической серии; основных эффузивов и гипабиссальных микродиоритов карадагской серии; кварцитов, кремнистых пород, гранитоидов и кислых эффузивов, вероятным источником которых являлись конгломераты, подобные развитым в районе г. Демерджи (Мурашов, Фокин, 2006).

Южный источник сноса терригенного материала мазанской свиты подтверждают результаты литолого-геохимических исследований (Гнидец, 1986; Григорчук и др., 1991). Состав присутствующих здесь галек напоминает верхнеюрские конгломераты первой гряды Крымских гор (Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин, 2016). Кроме обломков кварца и кварцитов, в мазанских конгломератах обнаружены гальки гранитов и диоритов (Барабошкин, Янин, 1997), песчаников и известняков (Гнидец, 1986; Барабошкин и др., 2016; материалы авторов), которые, вероятнее всего, транспортировались реками (пра-Карасу, пра-Салгир), стекавшими с поднятий Крымского складчатого сооружения (Гнидец, 1986). Возможно, эрозионная деятельность этих рек сформировала Салгирскую впадину (Лычагин, 1969).

Из валанжинских песчаников Зуйского карьера установлены многочисленные зерна детритовых цирконов титонского возраста — 149 млн лет (Nikishin et al., 2015), что свидетельствует о перемыыве позднеюрских пород, обогащенных пепловым материалом из вулканических поясов Понтида или Закавказья (Барабошкин, 2016). Присутствующие здесь цирконы палеозойского и докембрийского возраста (Nikishin et al., 2015), вероятнее всего, происходят из галек метаморфических и магматических пород, которые установлены в демерджинских конгломератах (Юдин, 2008; Барабошкин, 2016).

Для обоснования положения о том, что мазанская свита формировалась в устье реки, текущей по северной суши, отмечены южный (Бызова, 1981), западный (Барабошкин, Янин, 1997) и юго-восточный (Барабошкин, 2016) наклон косых слоев в песчаниках. В работе (Барабошкин, 2016,

рис. 1.60) приведены две розы-диаграммы, построенные по результатам 27 замеров у с. Мазанка и 36 замеров у с. Крымская роза. На них видно, что при преобладании падения слоев в юго-восточных румбах установлены также северо-западные и северо-восточные направления. Этого следовало ожидать, поскольку в разрезах представлена косая разнонаправленная слойчатость (рис. 5а). К сожалению, степень достоверности суждения о преобладании падения слоев на юг статистическими методами оценить невозможно из-за отсутствия в публикации значений конкретных замеров и их небольшого количества. Кроме того, не указан генезис отложений, в которых проводились наблюдения, хотя это принципиально, так как разрез образуют чередующиеся отложения дельтовых протоков, баров и пляжей (Горбенко, 2011), направления перемещения которых отличаются. Например, южное падение косых слоев в песчаниках прибрежного мелководья можно считать следствием трансгрессивного смещения к югу прибрежных накоплений “Таврический” суши. Следовательно, для выявления направления проградации мазанской дельты эти исследования необходимо продолжить, совмещая их с тщательными седиментологическими наблюдениями.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Корреляция наиболее представительных разрезов валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма, выполненная ранее по находкам фауны, уточнена и дополнительно обоснована циклостратиграфическими и секвенс-стратиграфическими методами. В результате установлены ограниченные несогласиями верхнеберриасско-нижневаланжинская и верхневаланжинская секвенции. На северо-востоке последнюю согласно перекрывает следующий секвенс, образовавшийся в конце валанжина—начале готерива. Эти геологические тела могут стать основой для выделения горизонтов региональной стратиграфической схемы нижнего мела (Дронов и др., 1998) и ревизии объемов местных подразделений в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса (Стратиграфический..., 2019). Например, границу резанской и каратлыхской свит представляется целесообразным проводить по поверхности несогласия между нижним и верхним валанжином.

Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в оолитовых известняках зеленогорской толщи в разрезе р. Бештерек составляет 0.707343–0.707355. Согласно SIS корреляции, эти значения указывают на ранневаланжинский возраст изученного интервала. Незначительные диагенетические изменения известняков пока не позволяют установить принадлежность к аммонитовой зоне раннего валанжина. Для этого необходим поиск белемнитов или других ископаемых остатков, наиболее пригодных для целей

стронциевой изотопной стратиграфии. В целом метод SIS показал хороший потенциал и перспективен для уточнения возраста карбонатных пород раннего мела Горного Крыма.

Основанная на анализе пространственно-временных взаимоотношений литологических комплексов пород реконструкция эволюции палеогеографической ситуации приводит к заключению о том, что в валанжинском веке морской бассейн омывал расположенный на юго-западе возвышенный «Таврический» остров и северо-восточную низменную «Скифскую» сушу, которые разделял пролив. В пределах юго-западной и северо-восточной областей палеобассейна доминировало тектоническое погружение, интенсивность которого изменялась во времени, что определило существенные различия мощности одновозрастных интервалов разрез.

В центральных частях впадин существовали обстановки внешнего рампа и накапливались глины глубоководья. Ближе к берегу их сменяли осадки среднего рампа, представленные тонкими чередованиями глин, песчаников и известняков. В мелководных обстановках внутреннего рампа во время трансгрессий формировались преимущественно песчаные грейнстоуны и пакстоуны. У возвышенных берегов накапливались галечно-песчаные отложения, а у низменных — галечно-песчаные и оолитовые рудстоуны. Во время регрессивных фаз седиментации область накопления песков расширялась и обстановки с карбонатной седиментацией сохранялись только в дистальных частях внутреннего рампа. На северо-востоке «Таврической» суши в устье крупной реки, транспортирующей обломочный материал с возвышенностей киммерийского орогена, происходило накопление песков и конгломератов дельты.

Не вызывает сомнений, что для повышения достоверности или корректировки построений, представленных в настоящей статье, необходимы детальные исследования естественных обнажений и керн скважин с применением комплекса современных литологических, геохимических и палеонтологических методов.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Аркадьеву, Е.Ю. Барабошкину, Л.Ф. Копаевич, М.А. Рогову за ценные замечания и консультации при подготовке статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003.  
*Аркадьев В.В.* Стратиграфический очерк // Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: СПГГИ, 1997. С. 6–17.  
*Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю., Лобачева С.В., Мышкина Н.В., Платонов Е.С., Савельева Ю.Н., Шуре-*

*кова О.В., Янин Б.Т.* Берриас Горного Крыма. СПб.: ЛЕМА, 2012.

*Архипов И.В., Успенская Е.А., Цейслер В.М.* О характере взаимоотношения нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33. Вып. 5. С. 81–90.

*Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я., Куличенко В.Г., Пермяков В.В., Плотникова Л.Ф., Семенов В.Н., Берченко О.И., Благодаров М.И., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Борисенко Л.С., Ванина М.В., Вдовенко М.В., Воронина М.А., Горбач Л.П., Григорьев А.В., Гуревич К.Я., Дулуб В.Г., Исагулова Е.З., Корбут Е.Б., Котляр О.Е., Коненкова И.Д., Макаренко Д.Е., Менкес М.А., Нероденко В.М., Новик Н.Н., Няга В.И., Плахотный Л.Г., Пяткова Д.М., Романов Л.Ф., Савронь Э.Б., Слюсарь Б.С., Сулимов И.Н., Тесленко Ю.В., Федоров П.В., Цегельнюк П.Д., Яновская Г.Г.* Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984.

*Барабошкин Е.Ю.* Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1997а. № 3. С. 22–29.

*Барабошкин Е.Ю.* Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача–Бодрак // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997б. С. 27–53.

*Барабошкин Е.Ю.* Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем мелу // 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Отв. ред. Никишин А.М. М.: Геос, 2005. С. 201–232.

*Барабошкин Е.Ю.* История геологического развития Крыма. Докембрий–ранний мел // Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития. Т. 1. Ред. Барабошкин Е.Ю., Яценева Е.В. СПб.: ВВМ, 2016. С. 38–84.

*Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т.* Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. 1997. Вып. 1. С. 4–26.

*Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копаевич Л.Ф.* Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма. Путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания, 26 сентября–3 октября 2016 г. Ред. Барабошкин Е.Ю. Симферополь: ЧерноморПресс, 2016.

*Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1977. 542 с. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 59).

*Бызова С.Л.* Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 41–51.

*Вассоевич Н.Б.* Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 96–115.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. Т. 3. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012.

*Гнидец В.П.* Источники питания и седиментогенез в раннемеловом бассейне равнинного Крыма (базальный горизонт готерив-альба) // Литогенез и полезные ископаемые. Сб. научн. тр. Киев: Наукова думка, 1986. С. 205–212.

*Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т.* Нижнемеловые отложения междуречья Бельбек–Альма (Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1975. № 6. С. 19–31.

- Горбенко Е.С.* Новые данные об условиях формирования пород мазанкой свиты (валанжин, Центральный Крым) // Материалы конференции “Современные вопросы геологии. 4-е Яншинские чтения”. М.: Геос, 2011. С. 30–33.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-36 (Симферополь). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
- Григорчук К.Г., Гнидец В.П., Бойчук Г.В., Швай Л.П.* Литолого-геохимическое районирование Крымского неомолотского бассейна // Геол. журн. 1991. № 6. С. 38–47.
- Грищенко В.А., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г.* Сводный магнитостратиграфический разрез валанжина горного Крыма // Материалы 12-й Межд. школы-конференции “Проблемы геокосмоса” (8–12 октября 2018 г.). СПб.: ВВМ, 2018. С. 71–77.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л.* Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампа на разрезе Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья. 2. Магнито- и хемотратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 27–58.
- Дронов А.В., Корень Т.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю.* Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
- Друщиз В.В.* Нижнемеловые отложения Крыма // Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- Жемчугова В.А.* Резерварная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО “ЕАГЕ Геомодель”, 2014.
- Каракаш Н.И.* Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб.: Типография М. Меркушева, 1907.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В.* Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В.* Sr изотопная характеристика и Pb–Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов А.Б., Изох О.П., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н.* Изотопный состав Sr в белемнитах из пограничных отложений юры и мела (р. Маурынья, Западная Сибирь) // Доклады АН. 2017. Т. 477. № 4. С. 455–460.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Лысенко Н.И., Янин Б.Т.* Биостратиграфическая характеристика типового разреза верхней юры и нижнего мела Центрального Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 70–80.
- Лычагин Г.А.* Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 155–178.
- Македонов А.В.* Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра, 1985. 242 с.
- Микулаш Р., Дронов А.* Палеоихнология. Введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геол. ин-т Академии наук Чешской Республики, 2006.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.* Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГОНТИ, 1960.
- Мурашов А.Ю., Фокин П.А.* Петрографический состав и условия образования нижнемеловых песчаных пород Бахчисарайского района (Горный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2006. № 1. С. 70–72.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н.* Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по второй учебной геологической практике. Ч. I. Учеб. пособие. М.: МГУ, 2006.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В.* Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. № 2. С. 83–93.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л.* Обстановки морфолиогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007.
- Пчелинцев В.Ф.* Киммериды Крыма. М.–Л.: Наука, 1966.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 52–65.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г.* Sr и C-хемотратиграфия отложений карбонатной платформы в задуговом бассейне северной окраины Тетиса (поздняя юра Горного Крыма) // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 6. С. 58–77.
- Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю.* Валанжин-нижнегертериевские комплексы брахиопод междуречья Кача–Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 48–63.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
- Тузяк Я.М.* Сучасний стан стратифікації і кореляції нижньокрейдових відкладів рівнинного Криму // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2013. Т. 6. Вип. 1. С. 68–74.
- Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.
- Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А.* Основные этапы развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2006. № 2. С. 98–106.
- Цейслер В.М.* Основы фациального анализа. М.: КДУ, 2009.
- Шишов С.Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: ЛЕМА, 2010.

- Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Бугрова И.Ю., Триколиди Ф.А. Строение и условия формирования разрезов валанжина–готерива района среднего течения р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 1. С. 114–135.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Аркадьев В.В., Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М., Триколиди Ф.А., Закревская Е.Ю. Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым). Учебное пособие. СПб.: ЛЕМА, 2020.
- Эристави М.С. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008.
- Янин Б.Т. Основы тафономии. М.: Недра, 1983.
- Янин Б.Т. О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела Юго-Западного Крыма (междуречье Кача–Бодрак) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1997. № 3. С. 29–36.
- Янин Б.Т., Вишневецкий Л.Е. Меловая система. Нижний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: МГУ, 1989. С. 81–123.
- Ahr W. The carbonate ramp: an alternative to the shelf // Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 1973. V. 23. P. 221–225.
- Akbayram K., Okay A. I., Satir M. Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey) // J. Geodynam. 2013. V. 65. P. 38–55.
- Baraboshkin E.J., Mikhailova I.A. New and poorly known Valanginian ammonites from South-West Crimea // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la terre. 2000. V. 70. P. 89–120.
- Benton M.J., Bouaziz S., Buffetaut E., Martill D.M., Ouaja M., Soussi M., Trueman C. Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2000. V. 157. № 3–4. P. 227–246.
- Burchette T.P., Wright V.P. Carbonate ramp deposition systems // Sedim. Geol. 1992. V. 79. P. 3–57.
- Busch D.A. Stratigraphic Traps in Sandstone – Explorations Techniques. Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geol., 1974.
- Deltas: Models for Exploration. Ed. Broussard M.L. Houston: Houston Geol. Soc., 1975.
- Ekdale A.A., Bromley P.G., Pemberton S.G. Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy // SEMP Short Course 15, 1984.
- Flügel E. Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin: Springer, 2010.
- Hallam A. Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford, San Francisco: Freeman, 1981.
- Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1965. № 49. P. 445–459.
- Johnson H.D., Baldwin C.T. Shallow clastic seas // Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Ed. Reading H.G. Oxford: Blackwell Science, 1990. P. 232–280.
- Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P. Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 14. P. 3061–3074.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M., Bekker A. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Spring excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Boston: Elsevier, 2012. P. 127–144.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V. 428. P. 241–264.
- Ogg J.G., Hinnov L.A. Cretaceous. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier, 2012. P. 793–850.
- Okay A., Nikishin A. M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076.
- Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999.
- Reboulet S., Szives O., Aguirre-Urreta B., Barragán R., Company M., Frau C., Kakabadze M.V., Klein J., Moreno-Bedmar J.A., Lukeneder A., Pictet A., Ploch I., Raisossadat S.N., Vašiček Z., Baraboshkin E.J., Mitta V.V. Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August, 2017) // Cretaceous Res. 2018. V. 91. P. 100–110.
- Reineck H.E., Singh I.B. Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 1975.
- Sedimentary Environments and Facies. Second Edition. Ed. Reading H.G. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1986.
- Selley R.C. Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. London: Chapman and Hall, 1985.
- Tabaste N. Etude de restes de poissons du Cretace Saharien // Memories de L'Institut Francais d'Afrique Noire, Melanges Ichthyologiques. 1963. № 68. P. 436–499.
- Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J., Rogov M.A., Kuznetsov A.B. Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy // Chem. Geol. 2017. V. 466. P. 239–255.
- Wilson J.L. Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 1975.
- Wright V.P. Facies sequences on a carbonate ramp: the carboniferous limestone of South Wales // Sedimentology. 1986. V. 33 P. 221–241.
- Zakharov Y.D., Kuznetsov A.B., Kakabadze M.V., Sharkasze M.Z., Gavrilova A.A., Kramchaninov A. Yu. The <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr record of Early Cretaceous (Barremian–Albian) marine invertebrates: first evidence from the Caucasus – palaeoenvironmental implications // Cretaceous Res. 2021. V. 124. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2021.104834>

Рецензенты В.В. Аркадьев,  
Л.Ф. Копеевич, М.А. Рогов

## Formation History of the Valanginian Deposits, Southwestern and Central Crimea

K. A. Dubkova<sup>a, #</sup>, S. B. Shishlov<sup>a</sup>, A. B. Kuznetsov<sup>b</sup>, and F. A. Tricolidi<sup>c</sup>

<sup>a</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>b</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

<sup>c</sup> Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: ksenya-dubkova@mail.ru

The Southwestern and Central Crimean Valanginian sections correlation based on cyclo- and sequence-stratigraphic methods is substantiated. Using the Sr-isotope stratigraphy (SIS) method, the age of the Zelenogorsk Formation carbonate rocks in the Beshterek River valley in Central Crimea was determined as the early Valanginian ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707343\text{--}0.707355$ ). Four lithological complexes have been identified on base of the sedimentary rock facies analysis: deep-water clay, shallow limestone, shallow sandstone, delta sandstone and conglomerate. Space-time relationship analysis of these complexes makes it possible to establish the sequences of the lower and upper Valanginian, separated by disconformity. It is shown that these lithological complexes were formed in the setting of the outer, middle and inner sea basin ramp, bounded in the southwest by the “Tauride” island, and in the northeast by the “Scythian” land, which were separated by the strait. The developed models of sedimentation environments were used to draw up paleogeographic charts. The obtained results can be used for the improvement of the lower Cretaceous regional stratigraphic scheme in the Crimea.

*Keywords:* Crimea, lower Cretaceous, cyclostratigraphy, Sr-chemostratigraphy, correlation, sedimentation environments, sequences, paleogeography