

УДК 551.763.31/32.(477.75)

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-907-930

Обстановки накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма

С. Б. Шишлов^{1,2}, К. А. Дубкова^{1,2}, В. А. Чеботарева²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2,
e-mail: sshishlov@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург,
Университетская набережная, 7-9

Поступила в редакцию 31.01.2025 г., принята к печати 10.04.2025 г.

Объект исследования. Разрезы верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма, входящие в состав мел-палеогенового чехла Скифской платформы. **Цель.** Реконструировать обстановки осадконакопления и изменения палеогеографической ситуации, связанные с колебаниями уровня моря. **Материалы и методы.** Выполнены описания естественных обнажений и петрографические исследования пород. Применен комплекс методов фациального анализа, цикло- и секвентной стратиграфии. **Результаты.** Установлены 6 литологических типов слоев, даны их диагностические характеристики и генетическая интерпретация. Разработана модель обстановок осадконакопления, учитывающая диагенетические преобразования отложений в бескислородных условиях внешнего склона. Она позволила выделить в разрезах трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы, определить положение поверхностей максимального затопления и трансгрессивных поверхностей. На этой основе уточнены и детализированы корреляционные построения, установлены следы 12 региональных циклов седиментации, показаны особенности строения трансгрессивных системных трактов и трактов высокого стояния уровня моря сеноман-коньякской и сanton-маастрихтской осадочных секвенций. Составлена серия палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени. **Выводы.** В крымском сегменте позднемелового эпиконтинентального бассейна осадконакопление происходило в обстановках внутреннего, среднего и внешнего терригенно-карбонатного склона, которые во время трансгрессий смещались к северу, а на регрессивных этапах – мигрировали на юг (в современных координатах). При этом на значительных площадях большую часть времени поверхность дна располагалась выше базиса штормовых волн.

Ключевые слова: фациальный анализ, циклостратиграфия, секвентная стратиграфия, эпиконтинентальный палеобассейн, обстановки осадконакопления, палеогеография

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00197, <https://rscf.ru/project/24-27-00197/>

Sedimentary environments of the Upper Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea

Sergey B. Shishlov^{1,2}, Ksenia A. Dubkova^{1,2}, Victoria A. Chebotareva²

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, 2 Makarov emb., St. Petersburg 199034, Russia,
e-mail: sshishlov@mail.ru

²Saint Petersburg State University, 7-9 Universitetskaya emb., St. Petersburg 199034, Russia

Received 31.01.2025, accepted 10.04.2025

Research subject. Upper Cretaceous sections of the southwestern and central parts of Crimea, which are part of the Cretaceous-Palaeogene cover of the Scythian platform. **Aim.** Reconstruction of sedimentation and changes in paleogeography related to sea level fluctuations. **Materials and methods.** Outcrop descriptions and petrographical investigations of rocks were conducted. A range of methods including facial analysis and cyclic and sequence stratigraphic techniques were employed. **Results.** Six lithological types of beds were identified, with diagnostic characteristics and genetic interpretations proposed. A model of sedimentation environments has been developed that takes into account the diagenetic transformations of

Для цитирования: Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Чеботарева В.А. (2025) Обстановки накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма. *Литосфера*, 25(4), 907-930. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-907-930>. EDN: SUZUJF

For citation: Shishlov S.B., Dubkova K.A., Chebotareva V.A. (2025) Sedimentary environments of the Upper Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea. *Lithosphere (Russia)*, 25(4), 907-930. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-907-930>. EDN: SUZUJF

© С.Б. Шишлов, К.А. Дубкова, В.А. Чеботарева, 2025

sediments under anoxic conditions in the outer ramp. This has made it possible to identify transgressive-regressive layer sequences (cyclothem), determine the position of maximum flooding surfaces, and transgressive surfaces. Based on this, the correlation structures have been refined and detailed. Traces of 12 regional sedimentation cycles have been established. The features of the structures of transgressive and highstand systems tracts from the Cenomanian-Coniacian and Santonian-Maastrichtian sequences were demonstrated. A series of paleogeographic schemes for short intervals of geological time has been compiled. *Conclusions.* In the Crimean part of the Late Cretaceous epicontinental basin, sedimentation took place under the conditions of an inner, middle, and outer terrigenous-carbonate ramp that moved northward during periods of transgression and migrated southward during regression (in modern coordinates). At the same time, on large areas, the bottom surface most often remained above the base of storm waves.

Keywords: *facial analysis, cyclostratigraphy, sequence stratigraphy, epicontinental paleobasin, sedimentation environments, paleogeography*

Funding information

The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 24-27-00197, <https://rscf.ru/project/24-27-00197/>

Acknowledgements

The authors would like to thank the anonymous reviewers for their insightful comments that helped improve the paper.

ВВЕДЕНИЕ

Породы верхнего мела Крыма мощностью 450–500 м, испытавшие мезакатагенетические преобразования градации МК₃ (Керимов и др., 2021), входят в состав мел-палеогенового чехла Скифской платформы и образуют пологую моноклинал, которая погружается на северо-северо-запад (Милановский, 1996). Этот стратиграфический интервал, ограниченный от подстилающих и перекрывающих образований поверхностями несогласия, обнажается вдоль Второй гряды Крымских гор. Полоса выходов на дневную поверхность протягивается от Севастополя на юго-западе до Симферополя на северо-востоке. Далее ее прерывает Симферопольское поднятие (Геологическая карта, 2018), при формировании которого за счет восходящих тектонических движений в палеоцене позднемеловые породы были полностью эродированы (Дубкова и др., 2022). Восточнее р. Бурульча они появляются вновь в пределах Центрального Крыма.

Формирование этого осадочного комплекса происходило на периферии гигантского эпиконтинентального моря океана Неотетис, затопившего в позднемеловую эпоху значительную южную часть Восточно-Европейской платформы, Скифскую и Туранскую плиты (Жарков и др., 1998; Алексеев и др., 2005а, б). Специфику осадконакопления в этом палеобассейне определяла произошедшая на рубеже раннего и позднего мела глобальная смена бентогенного карбонатообразования планктоногенным (Кузнецов, 2003). Ее объясняют повышением уровня моря, сочетавшимся с похолоданием, вызвавшим плотностную стратификацию толщи воды, что привело к дефициту кислорода у дна, резкому сокращению продуктивности бентоса, расцвету планктонных фораминифер и кокколитофорид (Кузнецов, 2003; Левитан и др., 2010).

Глубину крымского сегмента позднемелового моря оценивают по-разному. Одни специалисты полагают, что она могла достигать 500–700 м (Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2005а; Бадулина и др., 2009; Левитан и др., 2010), другие считают, что это был относительно мелководный бассейн глубиной до 200 м (Алексеев, Найдин, 1970; Котельников, Найдин, 1999; Гаврилов и др., 2022).

Авторы публикаций, посвященных условиям накопления верхнего мела Крыма, как правило, используют представления о процессах формирования мелкомасштабных (мощностью несколько дециметров) известняково-мергельных циклитов (периодитов) в пелагических и гемипелагических обстановках (Einsele, 1982), связывая наблюдаемые в разрезах интервалы ритмичных изменений содержания силикатного и карбонатного вещества с тремя факторами. Это “циклы разбавления”, обусловленные увеличением поступления терригенного материала с континента во время регрессий (Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина и др., 2009) и/или при гумидизации климата (Габдуллин и др., 2004); “циклы биопродуктивности”, причиной которых были изменения концентраций питательных веществ и CO₂ в приповерхностном эвфотическом слое обитания планктона (Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012; Гаврилов и др., 2022); “циклы растворения”, возникавшие там, где кислород у дна отсутствовал, что приводило к растворению карбонатного материала продуктами анаэробной трансформации органического вещества, сохранявшегося в ископаемом состоянии (Найдин, 1993; Котельников, Найдин, 1999; Габдуллин, 2002; Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012).

Отметим, что, несмотря на высокую степень изученности региона и существенный интерес к позднемеловой эпохе, нам не удалось найти публикаций, посвященных решению седиментологических и па-

леогеографических задач на основе комплексного применения современных методов фациального анализа, цикло- и секвентной стратиграфии. В этой работе мы предприняли попытку восполнить указанный пробел, предложив модель обстановок накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма, базирующуюся на генетической интерпретации устойчивых сочетаний первичных признаков литологических типов (ЛТ) слоев и анализе их пространственно-временных взаимоотношений. Полученные результаты стали инструментом для выявления следов региональных циклов осадконакопления, особенностей строения сеноман-коньякской и сантон-маастрихтской секвенций, анализа изменений палеогеографической ситуации, связанной с трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Представляемая работа основана на материалах, собранных авторами в 2014–2024 гг. в процессе послойного описания естественных обнажений оврага Аксу-Дере, гор Белая, Бешкош, Сельбухра, Кременная, Кизил-Чигир, Ак-Кая, Баклинской куэсты и р. Бодрак (рис. 1). При этом тщательно проанализированы и учтены результаты изучения перечисленных разрезов, опубликованные ранее другими исследователями (Кузьмичева, 2000; Никитин, Болотов, 2006; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007;

Бадулина, Копаевич, 2007; Барабошкин и др., 2020, 2024; Гужигов и др., 2021; Гаврилов и др., 2022). Подробные характеристики обнажений горы Кременная, р. Бодрак и Баклинской куэсты опубликованы нами ранее (Шишлов и др., 2020).

Кроме собственных наблюдений использованы результаты исследований разрезов р. Биюк-Карасу (Латыпова и др., 2019; Гаврилов и др., 2022) и района с. Кудрино (Гужигов и др., 2021; Барабошкин и др., 2024).

Для уточнения структурно-вещественных характеристик пород проведены петрографические исследования около 150 шлифов. Их описание и фотографирование выполнено на микроскопах Leica DM750P со шлифоводителем и Leica DM4500P с микропозиционным столиком (оборудование ресурсного центра “Рентгенодифракционные методы исследования” Научного парка СПбГУ). Количество нерастворимого остатка определено в 79 образцах (лаборатория ИГГД РАН).

Методической базой работы стали теоретические положения и подходы фациального анализа, изложенные в многочисленных монографиях (например, Wilson, 1975; Hallam, 1981; Фролов, 1984; Алексеев, 2003; Цейслер, 2009; Flügel, 2010). Их дополняют седиментологическая концепция и принципы секвентной стратиграфии (Posamentier, Allen, 1999; Жемчугова, 2014).

По устойчивым сочетаниям первичных признаков (вещественному составу, структуре, текстуре,



Рис. 1. Схема расположения разрезов.

1, 2 – разрезы и их номера (1 – изучены авторами, 2 – составлены по публикациям других исследователей): I – гора Белая, II – овраг Аксу-Дере, III – гора Сельбухра, IV – гора Кременная, V – р. Бодрак, VI – гора Кизил-Чигир, VII – р. Биюк-Карасу, VIII – с. Кудрино, IX – гора Бешкош, X – Баклинская куэста, XI – гора Ак-Кая; 3 – линии литолого-генетических профилей.

Fig. 1. The scheme of the location of the sediment sections.

1 – observation points and their numbers (1 – studied by the authors, 2 – compiled from publications by other researchers): I – Belaya Mountain, II – Aksu-Dere ravine, III – Sel'bukhra Mountain, IV – Kremennaya Mountain, V – Bodrak River, VI – Kizil-Chigir Mountain, VII – Biyuk-Karasu River, VIII – Kudrino village, IX – Beshkosh Mountain, X – Baklinskaya cuesta, XI – Ak-Kaya Mountain; 2 – lithologic-genetic profile line.

включениям, новообразованиям, ориктоценозам, ихнофоссилиям) выполнена типизация слоев, которые идентифицированы со стандартными микрофациями (СМФ) (Wilson, 1975; Flügel, 2010). Генетическая интерпретация установленных литологических типов опирается на публикации, посвященные процессам седиментации (Selley, 1985; Sedimentary..., 1986; Павлидис, Никифоров, 2007), и анализ представленных в разрезах последовательностей слоев с применением фациального закона Вальтера (Walther, 1894), постулирующего, что обстановки формирования согласно залегающих друг на друге пород граничили на площади.

При разработке модели осадконакопления использованы энергетические зоны Y (динамичное мелководье), X (низкодинамичное глубоководье) эпиконтинентального бассейна (Irwin, 1965) и зоны наклонной поверхности рампы (Burchette, Wright, 1992): внутренняя, расположенная выше базиса нормальных волн, средняя – между базисами нормальных и штормовых волн, внешняя – ниже базиса штормовых волн (рис. 2).

Основой седиментологических построений стали теоретические представления об особенностях поступающего в поздне меловой бассейн осадочного материала, его перераспределении и диагенетических изменениях (см. рис. 2). Из положения о формировании основной массы карбонатов и органических веществ в приповерхностном слое воды планктоном (Кузнецов, 2003) следует, что по всей площади палеобассейна, вне зависимости от глубины и расстояния от берега, количество и состав осевших на дно планктоногенных частиц были при-

близительно одинаковыми. Кварц-силикатный материал транспортировался в море водными потоками и ветром с эродируемой суши, по мере удаления от которой его количество сокращалось.

В зоне Y под действием волн происходила сортировка осадков (см. рис. 2). Карбонатные и терригенные псаммитовые частицы размером более 0.05 мм концентрировались преимущественно в области внутреннего рампа (проксимальная часть зоны Y). Алевропелитовый материал (менее 0.05 мм) переходил во взвесь, которая оседала на дно в обстановках с низкой гидродинамикой. Это средний (переходная область зоны Y) и внешний рамп (зона X).

Особенности диагенетических преобразований осадков в существенной степени контролировались положением окислительно-восстановительного барьера относительно поверхности дна (см. рис. 2). В пределах внешнего рампа он располагался в толще воды. Здесь органическое вещество подвергалось анаэробной трансформации, и его значительная часть переходила в ископаемое состояние. Выделявшиеся при этом кислоты растворяли карбонаты, в первую очередь микритовые, обладающие наибольшей реакционной способностью, что повышало долю нерастворимых, преимущественно кварц-силикатных, частиц (Габдуллин, 2002; Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012).

В областях, расположенных выше базиса волнений, окислительно-восстановительный барьер находился под поверхностью дна. В таких условиях происходило интенсивное аэробное разложение органического вещества, которое не сохранялось

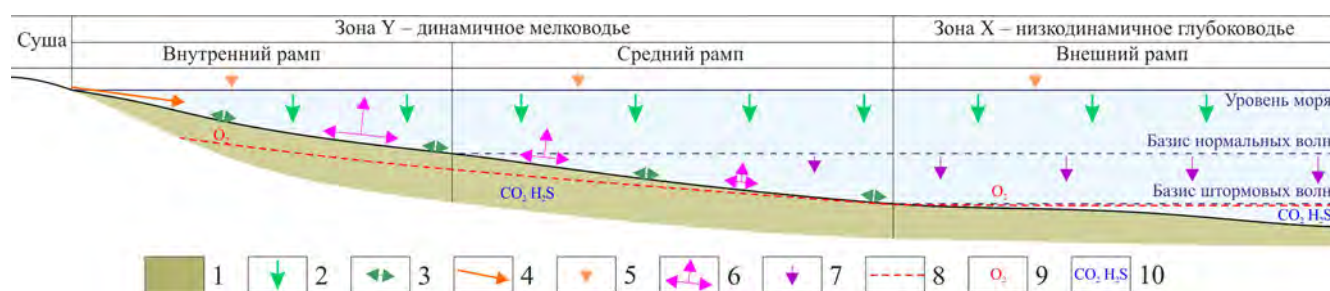


Рис. 2. Условия накопления и диагенетических преобразований осадков в крымском поздне меловом эпиконтинентальном бассейне.

1 – субаквальные отложения; 2, 3 – источники биогенного осадочного материала: 2 – планктон (доминирует) и нектон, 3 – бентос; 4, 5 – терригенный осадочный материал, транспортируемый: 4 – водными потоками, 5 – ветром; 6 – взмучивание и сортировка осадков волнениями; 7 – осаждение алевропелитовых частиц из взвесей; 8 – окислительно-восстановительный барьер; 9 – окислительная среда (присутствие кислорода); 10 – восстановительная среда (присутствие углекислого газа и сероводорода).

Fig. 2. Conditions of sediment accumulation and diagenetic transformations in Crimean the Crimean Late Cretaceous epicontinental basin.

1 – subaquatic sediments; 2, 3 – sources of biogenic sediment: 2 – plankton (dominant) and nekton, 3 – benthos; 4, 5 – terrigenous sediments transported by: 4 – by water currents, 5 – by wind; 6 – turbulence and sorting of sediments by waves; 7 – sedimentation of silty-pelitic grains from suspended sediments; 8 – redox barrier; 9 – oxidizing environment (presence of oxygen); 10 – reducing environment (presence of carbon dioxide and hydrogen sulfide).

в ископаемом состоянии. Выделявшиеся при этом продукты удалялись из осадков за счет их перемешивания волнами и ихнофауной. В результате диagenез шел в щелочной среде, неблагоприятной для растворения карбонатов.

Разработанная на основе представленных положений модель обстановок осадконакопления дала возможность установить в каждом рассматриваемом разрезе трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы – и определить положение поверхностей максимального затопления (MFS), над которыми появляются признаки обмеления, и трансгрессивных поверхностей (TS), при пересечении которых фиксируются признаки увеличения глубины бассейна (Posamentier, Allen, 1999). Эти практически изохронные уровни стали основой корреляции разрезов, которая учитывает литологические характеристики белогорской, мендерской, прохладненской, кудринской, бешкошской и старосельской свит (Астахова и др., 1984) и I–XXIII пачек (Алексеев, 1989), а также их сопоставления с ярусами общей шкалы, базирующиеся на результатах биостратиграфических исследова-

ний, обзор которых представлен в (Baraboshkin et al., 2024).

Полученный комплексно обоснованный геохронологический каркас позволил выполнить секвентный анализ рассматриваемого стратиграфического интервала, установить особенности строения и пространственно-временных изменений двух поздне-меловых осадочных секвенций Крыма и построить серию палеогеографических схем, отражающих эволюцию обстановок осадконакопления в палеобассейне.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Литологические типы слоев и их генетическая интерпретация

В разрезах верхнего мела установлено шесть ЛТ.

ЛТ 1. Глины известковые и мергели, песчанисто-алевритистые, буровато-черные (рис. 3), содержащие более 1 мас. % (до 8 мас. %) бесструктурного гелефицированного органического веще-

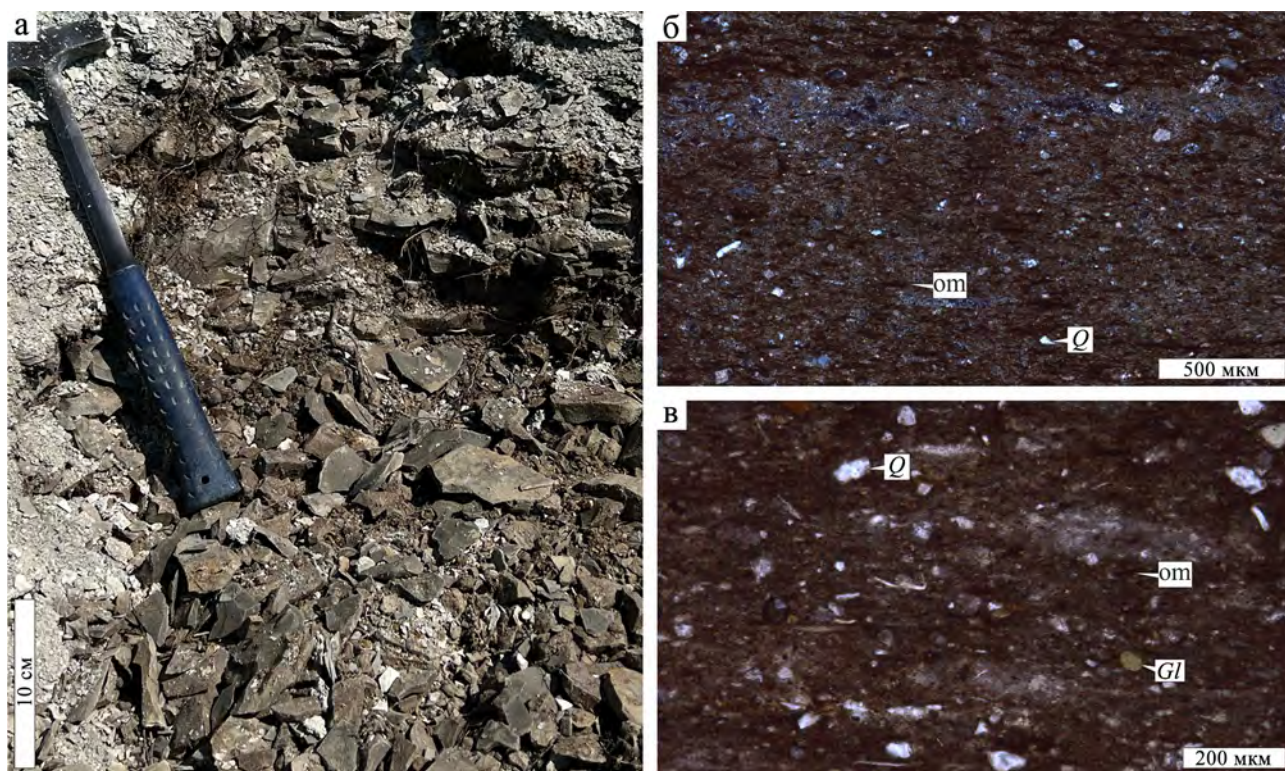


Рис. 3. ЛТ 1 – глины белогорской свиты в обнажении горы Сельбухра (а) и шлифах из образцов, отобранных в овраге Аксу-Дере (б, в).

б – николи Х; в – николи II. Q – кварц, Gl – глауконит, om – органическое вещество.

Fig. 3. LT 1 – clays of the Belogorsk Formation in the outcrop of the Sel'bukhra Mountain (a) and thin sections from samples taken in the Aksu-Dere ravine (б, в).

б – cross-polarized light; в – plane-polarized light. Q – quartz, Gl – glauconite, om – organic matter.

ства (Алексеев и др., 2007; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022). Его многочисленные линзовидные (толщина до 0.05 мм, длина до 0.25 мм) скопления намечают горизонтальную слойчатость, подчеркнутую плитчатой отдельностью. В тонкодисперсную массу, состоящую из глины и карбонатного микрита (от 30 до 60 мас. %), погружены редкие раковины планктонных фораминифер, полости которых заполняет органическое вещество, мелкий раковинный детрит, обломки кварца (до 20 % площади шлифа) преимущественно алевритовой (0.005–0.05 мм), реже тонкопесчаной (0.05–0.1 мм) размерности, выделения сульфидов, редкие зерна глауконита, фосфатные фрагменты рыб, кремниевые спиккулы губок и радиолярии. Присутствуют единичные мелкие ходы илоедов ихнофации *Nereites: Phycosiphon* isp., *Planolites* isp. Мощность 0.5–1.0 м.

Такие слои, представленные в обнажениях оврага Аксу-Дере, гор Белая и Сельбухра у кровли белогорской свиты (верхняя часть пачки VI), являются ключевым элементом “аксудеринских слоев”, формирование которых связывают с глобальным бескислородным океаническим событием ОАЕ 2

(Алексеев и др., 2005а, 2007; Бадулина, 2007; Левитан и др., 2010, Гаврилов и др., 2022).

Породы ЛТ 1, отождествляемые нами с СМФ 1, вероятно, накапливались ниже базиса волнений в застойных условиях дистальной области внешнего рампа. Здесь окислительно-восстановительный барьер располагался выше поверхности дна, и преобразование органического вещества происходило в анаэробных условиях (см. рис. 2). Его значительная часть переходила в ископаемое состояние, а кислые иловые воды способствовали интенсивному растворению микритовых карбонатов, что повышало долю силикатных алевропелитовых и тонких псаммитовых частиц, биогенных кремниевых и фосфатных фрагментов.

ЛТ 2. Мергели алевритистые и песчанистые (рис. 4), серые и темно-серые, содержащие менее 1 мас. % органического вещества (Алексеев и др., 2007; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022), массивные или с горизонтальной слойчатостью, подчеркнутую плитчатой отдельностью. В сильно глинистый (от 25 до 50 мас. % нерастворимого остатка) карбонатный микрит погружены раковины планктонных, реже бентосных фораминифер,

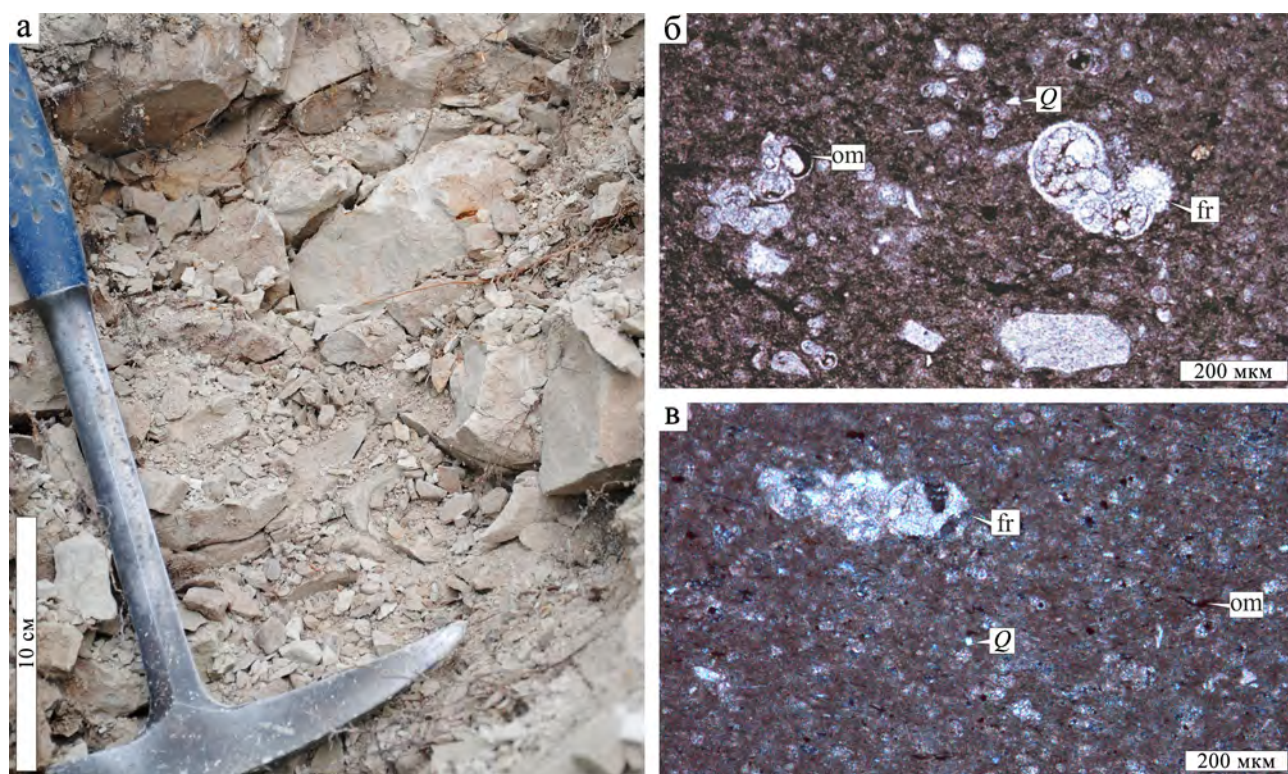


Рис. 4. ЛТ 2 – мергели белогорской свиты в обнажении горы Кременная (а) и шлифах (б, в).

б – гора Кременная, николи II; в – овраг Аксу-Дере, николи X. Q – кварц, fr – фораминиферы, om – органическое вещество.

Fig. 4. LT 2 – marls of the Belogorsk Formation in the outcrop of Kremennaya Mountain (a) and thin sections (б, в).

б – Kremennaya Mountain, plane-polarized light; в – Aksu-Dere ravine, cross-polarized light. Q – quartz, fr – foraminifera, om – organic matter.

полости которых часто заполняет органическое вещество, мелкий неопределимый раковинный детрит. Обломки кварца преимущественно алевритовой (0.005–0.050 мм), реже мелко- и тонкопесчаной (0.005–0.250 мм) размерности составляют от 5 до 10% площади шлифа. Присутствуют зерна глауконита, желваковые стяжения сульфидов, единичные ромбоэдри доломита и линзовидные скопления бесструктурного органического вещества, створки иноцерамов, редкие фосфатные фрагменты рыб, радиолярии, следы ихнофагии *Nereites*: *Helminthopsis* isp., *Chondrites* isp., *Planolites* isp. Мощность от 0.5 до 13.0 м.

Этот тип установлен в белогорской (пачках III, V и VI), мендерской (пачка VII) и кудринской (пачка XVII) свитах. В “аксудеринских слоях”, представленных в разрезах Кременная и Кизил-Чигир, породы ЛТ 2, по-видимому, являются возрастными аналогами распространенных южнее слоев ЛТ 1.

Такие отложения, относящиеся к СМФ 3, вероятно, формировались ниже базиса штормовых волнений в обстановках проксимальной области внешнего рампа, там, где окислительно-восстановительный барьер приблизительно совпадал с поверхностью дна (см. рис. 2). Присутствующего здесь кислорода хватало для жизнедеятельности бентосных организмов и почти полного разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ и органические кислоты приводили к снижению pH иловых вод и растворению кальцита. В результате в породах фиксируются низкое содержание органического вещества, повышенная доля алевропелитовых и тонкопесчаных терригенных частиц, кремниевых и фосфатных органогенных фрагментов.

ЛТ 3. Известняки, мадстоуны и вакстоуны детритово-фораминиферовые (рис. 5), часто глинистые (нерастворимого остатка 5–25 мас. %), от светло-серых до белых, массивные или с неотчетливой пологоволнистой слоистостью, подчеркнутой плитчатой отдельностью. В глинисто-карбонатную микритовую массу погружены форменные элементы (до 45% площади шлифа), представленные раковинами планктонных, реже бентосных, фораминифер размером до 0.25 мм (их полости иногда заполняет халцедон или органическое вещество), кальцисферы, редкие фрагменты двусторок длиной до 0.5 мм, мелкий неопределимый раковинный и растительный детрит. Алевритовых (до 0.05 мм) и песчаных (0.05–0.10 мм) зерен кварца мало (менее 5% площади шлифа). Характерны текстуры биотурбации, следы илоедов ихнофагий *Nereites* и *Zoophycos*: *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp. Присутствуют чешуйки слюды, единичные зерна глауконита и фосфатов, ромбоэдри доломита, стяжения сульфидов, желваковые и лепешковидные (длина до 80 см, высота до 10 см) конкреции темно-серых или светлых кремней. Мощность от 1 до 65 м.

Эти слои, установленные во всех свитах, доминируют в пачках VII–X и XIX.

Такие известняки, относящиеся к СМФ 8 и 9, по-видимому, накапливались в дистальной части среднего рампа выше базиса штормовых волн, в условиях изменчивой гидродинамики и удовлетворительной аэрации придонных вод (см. рис. 2). Здесь слабое воздействие штормов не приводило к существенному перераспределению и сортировке осаждавшихся частиц, но насыщало приповерхностную часть осадков кислородом. Его хватало для жизнедеятельности бентоса и почти полного разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ и органические кислоты удалялись из осадков благодаря их перемешиванию при биотурбации и во время штормов, что приводило к сохранению относительно высоких значений pH, неблагоприятных для растворения карбонатов. Можно предположить, что структурно-вещественные особенности таких осадков ближе всего к составу материала, поступавшего на дно из толщи воды. Это преимущественно микритовый планктоногенный кальцит, мелкие обломки бентоса и небольшое количество терригенных частиц.

ЛТ 4. Чередование известняков: вакстоунов фораминиферовых глинистых серых и пакстоунов детритово-кальцисферово-фораминиферовых светло-серых (рис. 6), тонкое (толщина слойков от долей миллиметра до 0.5 м) линзовидно-полосчатое, подчеркнутое плитчатой отдельностью, часто интенсивно биотурбированное. Присутствуют прослои темно-серых мергелей и “киловых” известковых глин, толщина которых обычно не превышает 0.1 м, но иногда достигает 0.4 м. Породы содержат раковины планктонных и бентосных фораминифер, полости которых заполнены кальцитом, опалом или органическим веществом, кальцисферы, фрагменты иноцерамов, спикеры губок, иглы морских ежей диаметром до 0.05 мм, мелкий неопределимый раковинный детрит, следы ихнофагии *Zoophycos* и *Cruziana*: *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Thalassinoides* isp., зерна кварца (1–15% площади шлифа) преимущественно алевритовой (0.005–0.050 мм), реже тонкопесчаной (до 0.1 мм) размерности, чешуйки слюды, глауконит, стяжения сульфидов, единичные фрагменты растений. Мощность от 0.5 до 40.0 м.

Такие чередования играют существенную роль во всех разрезах верхнего мела Крыма. Сложные ими интервалы сеноманского, туронского и кампанского ярусов часто считают периодитами, связанными с циклами Миланковича, формирование которых происходило в пелагических и гемипелагических обстановках (например, Габдуллин и др., 2004; Найдин, 2004; Барабошкин, Зибров, 2012). Однако такая интерпретация вызывает сомнения, поскольку одновременно с изменениями соотношений силикатной и карбонатной частей

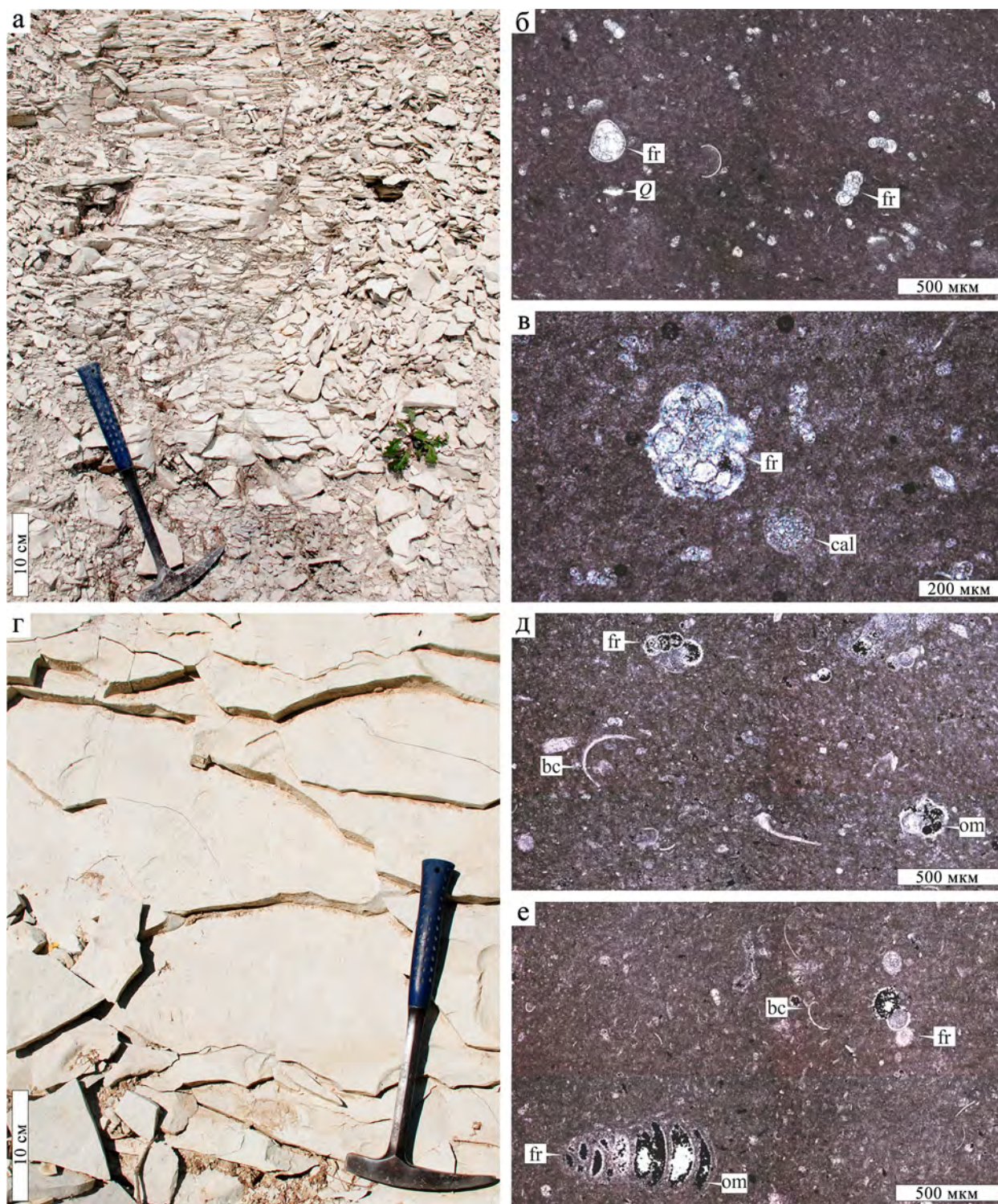


Рис. 5. ЛТ 3 – известняки, мадстоуны и вакстоуны.

а–в – мендерская свита, гора Кременная: а – обнажение, б, в – шлифы (б – николи II, в – николи X); г–е – бешкошская свита, река Бодрак: г – обнажение, д, е – шлифы (николи II). Q – кварц, fr – фораминиферы, cal – кальцисферы, bc – раковинный детрит, om – органическое вещество.

Fig. 5. LT 3 – Calcite mudstone and wackestone.

а–в – Mender Formation, Kremennaya Mountain: а – outcrop, б, в – thin sections (б – plane-polarized light, в – cross-polarized light); г–е – Beshkosh Formation, Bodrak River: г – outcrop, д, е – thin sections (plane-polarized light). Q – quartz, fr – foraminifera, cal – calcispheres, bc – shell fragments, om – organic matter.

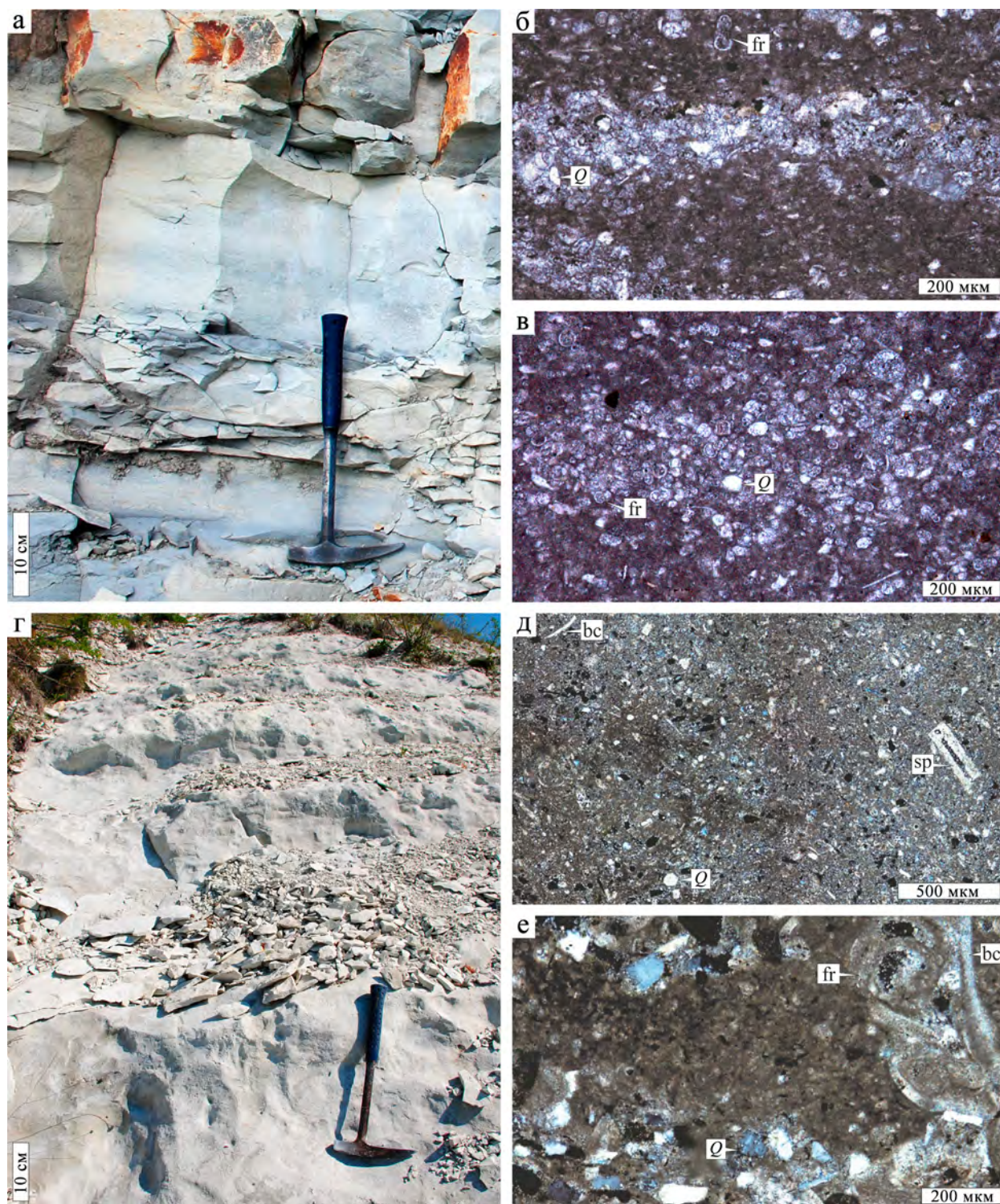


Рис. 6. ЛТ 4 – чередование известняков: кальцитовых вакстоунов и пакстоунов.

а, б – белогорская свита, гора Кременная: а – обнажение, б – шлиф (николи II); в – мендерская свита, овраг Аксу-Дере, шлиф (николи II); г-е – старосельская свита, Баклинская куэста: г – обнажение, д, е – шлифы (николи X). Q – кварц, fr – фораминиферы, bc – раковинный детрит, sp – спиккулы губок.

Fig. 6. LT 4 – alternation of calcite wackestone and packstone.

а, б – Belogorsk Formation, Kremennaya Mountain: а – outcrop, б – thin section (plane-polarized light); в – Mender Formation, Aksu-Dere ravine, thin section (plane-polarized light); г-е – Starosel'skaya Formation, Baklinskaya cuesta: г – outcrop, д, е – thin sections (cross-polarized light). Q – quartz, fr – foraminifera, bc – shell fragments, sp – sponge spicules.

чередующихся слоев меняются их структурные характеристики (алевро-пелитовые глинистые разности сменяются псаммитовыми, менее глинистыми), что, вероятнее всего, отражает процессы сортировки осадков волнениями.

Тогда слой ЛТ 4 стоит отнести к СМФ 10, увязывая их накопление с проксимальной частью переходной зоны среднего рампа (см. рис. 2). Здесь штормовые волны сортировали осадки, формируя небольшие подводные валы из псаммитовых частиц (Sedimentary..., 1986; Павлидис, Никифоров, 2007): карбонатных (доминируют) и кварцевых. В разделяющих их депрессиях концентрировался алевропелитовый карбонатный и кварцесиликатный материал, который продолжал накапливаться и между штормами, когда условия седиментации мало отличались от обстановок внешнего рампа. Характерные для таких чередований в кудринской свите прослой "киловых глин", содержащие реликты эффузивного материала (Лебединский и др., 1974), вероятно, связаны с проявлениями островодужного вулканизма в Понтидах (Никишин и др., 2009).

Рассматриваемый тип представлен слоями двух видов. В первом доля слоев пакстоунов увеличивается от подошвы к кровле, что можно считать результатом повышения интенсивности переработки осадков штормовыми волнами при снижении уровня моря, т. е. во время регрессии. Слои второго вида отличаются возрастанием снизу вверх количества и толщины слоев вакстоунов. Вероятно, это следствие постепенного снижения сортирующей активности штормовых волн за счет увеличения глубины палеобассейна при трансгрессии.

ЛТ 5. Известняки, пакстоуны детритово-кальцисферово-фораминиферовые, часто песчаные, светло-серые (рис. 7). Слабо выраженная ориентировка детрита и его скопления намечают волнистую и линзовидную слоистость. Характерны текстуры биотурбации, следы ихнофагии *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp., *Palaeophycus* isp. Форменные элементы размером от 0.05 до 0.50 мм представлены раковинами планктонных и бентосных фораминифер (их полости заполняют спаритовый кальцит с кристаллами доломита, глауконит, халцедон, иногда органическое вещество), кальцисферами, фрагментами (иногда до 3 мм) иноцератов, панцирей и игл морских ежей, спикулами губок, алевроитовыми и песчаными (до 0.1 мм) зернами кварца, чешуйками слюды, глауконитом (1–2 % площади шлифа). Общее содержание терригенных обломков от 5 до 50 мас. %. Цемент микритовый глинисто-карбонатный поровый, участками базальный. Могут присутствовать крупные (диаметром до 10 см) разрозненные раковины двустворок и брахиопод. Мощность 1–25 м.

Слой ЛТ 5 присутствует в белогорской (пачка II, VI), мендерской (пачка VII), кудринской (пач-

ки XV, XVII) и старосельской (пачки XX–XXIII) свитах.

Такие породы можно отнести к СМФ 11. Их псаммитовая структура, волнистая и линзовидная слоистость, присутствие многочисленных ихнофоссилий и остатков бентоса свидетельствуют о накоплении выше базиса нормальных волнений в динамичных условиях внутреннего рампа с хорошей аэрацией придонных вод (см. рис. 2). Здесь пелитовая и отчасти алевроитовая фракции переходили во взвесь, которая осаждалась в менее динамичных обстановках. Это увеличивало долю псаммитовых частиц: карбонатных биогенных (доминируют) и кварцевых. Благодаря постоянному перемешиванию в осадках присутствовал кислород, который обеспечивал активную жизнедеятельность бентоса и интенсивное разложение органического вещества. Выделявшиеся при этом продукты удалялись, что сохраняло щелочные значения pH.

ЛТ 6. Песчаники, от среднезернистых у основания слоя до мелкозернистых у его кровли, аркозовые глауконитистые (5–15% площади шлифа), зеленовато-серые, с криволинейной разнонаправленной слоистостью (рис. 8). Состоят из хорошо и средне окатанных песчинок полевых шпатов, кварца, кремней и основных эффузивов. Зерна глауконита часто окислены. Присутствуют мусковит, фрагменты раковин иноцератов, ростры белемнитов, членики криноидей, бентосные фораминиферы и зубы акул, мелкий углефицированный детрит наземных растений. Снизу вверх увеличивается содержание глинистой примеси и микритового карбоната. Цемент поровый и пленочный халцедоново-опаловый. Мощность 1–5 м.

Эти отложения можно считать терригенной вариацией СМФ 14. Они образуют трансгрессивный лаг, сформировавшийся при затоплении суши в начале сеноманского века (пачка I белогорской свиты). Псаммитовая структура и криволинейная слоистость указывают на высокую волновую гидродинамику прибрежного мелководья внутреннего рампа (см. рис. 2). О нормальной солености свидетельствуют остатки морской фауны. Уменьшение размера частиц и увеличение доли алевропелитовой примеси от основания к кровле слоя, вероятно, являются следствием возрастания глубины.

Модель, представленная на рис. 9а, обобщает рассмотренные реконструкции условий формирования ЛТ верхнего мела, каждый из которых, по видимому, накапливался в особой обстановке терригенно-карбонатного рампа, и хорошо объясняет особенности распределения концентраций органического вещества (см. рис. 9б), заимствованных нами из публикаций (Алексеев и др., 2007; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022), и нерастворимого остатка (см. рис. 9в).

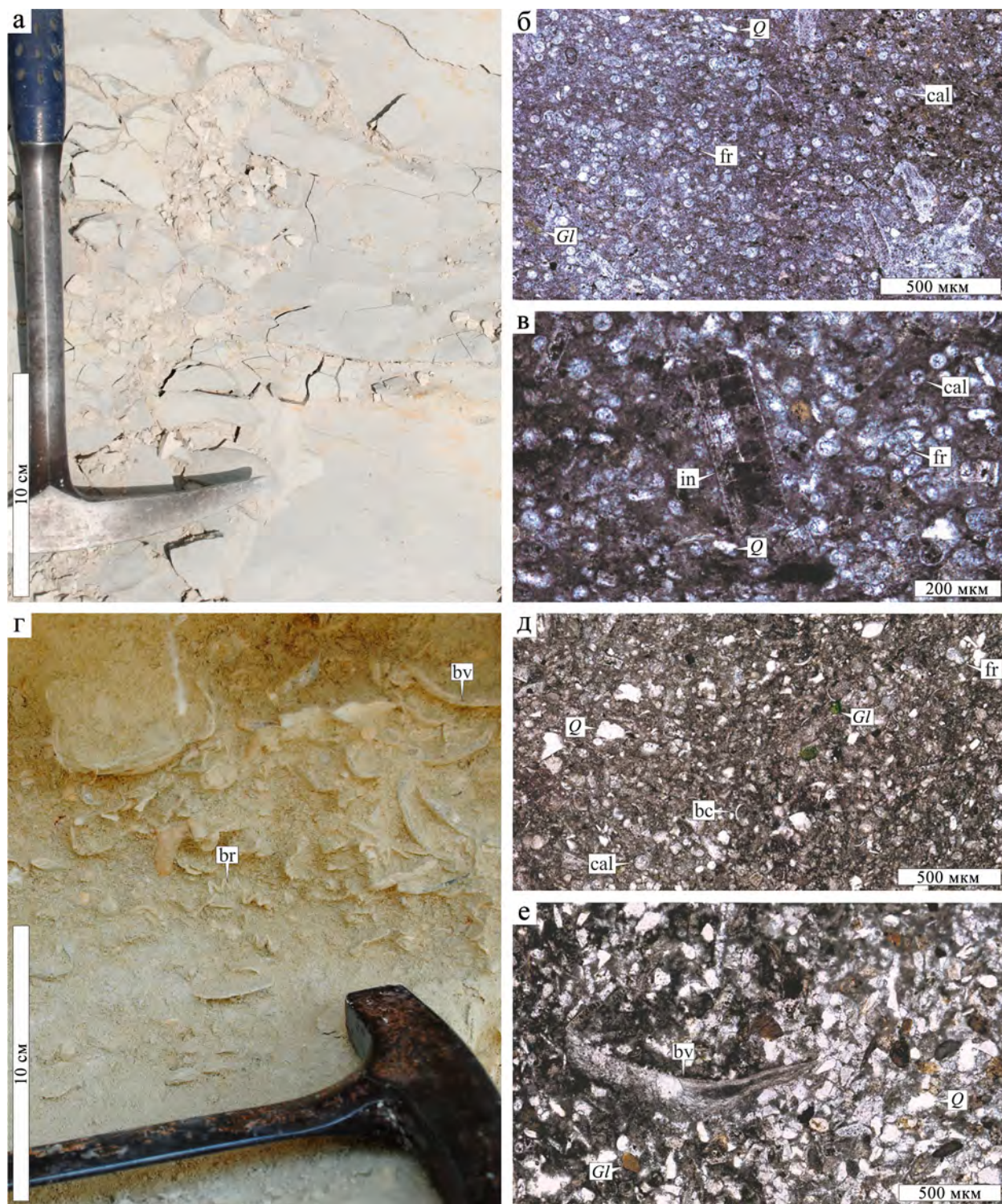


Рис. 7. ЛТ 5 – известняки, пакстоуны.

а–в – белогорская свита, гора Кременная: а – обнажение, б, в – шлифы (николи II); г–е – старосельская свита, Баклинская куэста: г – обнажение, д, е – шлифы (николи II). Q – кварц, Gl – глауконит, fr – фораминиферы, cal – кальцисферы, bc – раковинный детрит, in – фрагмент призматического слоя раковины *Inoceramus*, bv – двусторчатые моллюски, br – брахиоподы.

Fig. 7. LT 5 – calcite packstone.

а–в – Belogorsk Formation, Kremennaya Mountain: а – outcrop, б, в – thin sections (plane-polarized light); г–е – Starosel'e Formation, Baklinskaya cuesta: г – outcrop, д, е – thin sections (plane-polarized light). Q – quartz, Gl – glauconite, fr – foraminifera, cal – calcspheres, bc – shell fragments, in – fragment of *Inoceramus* prismatic layer, bv – bivalves, br – brachiopods.

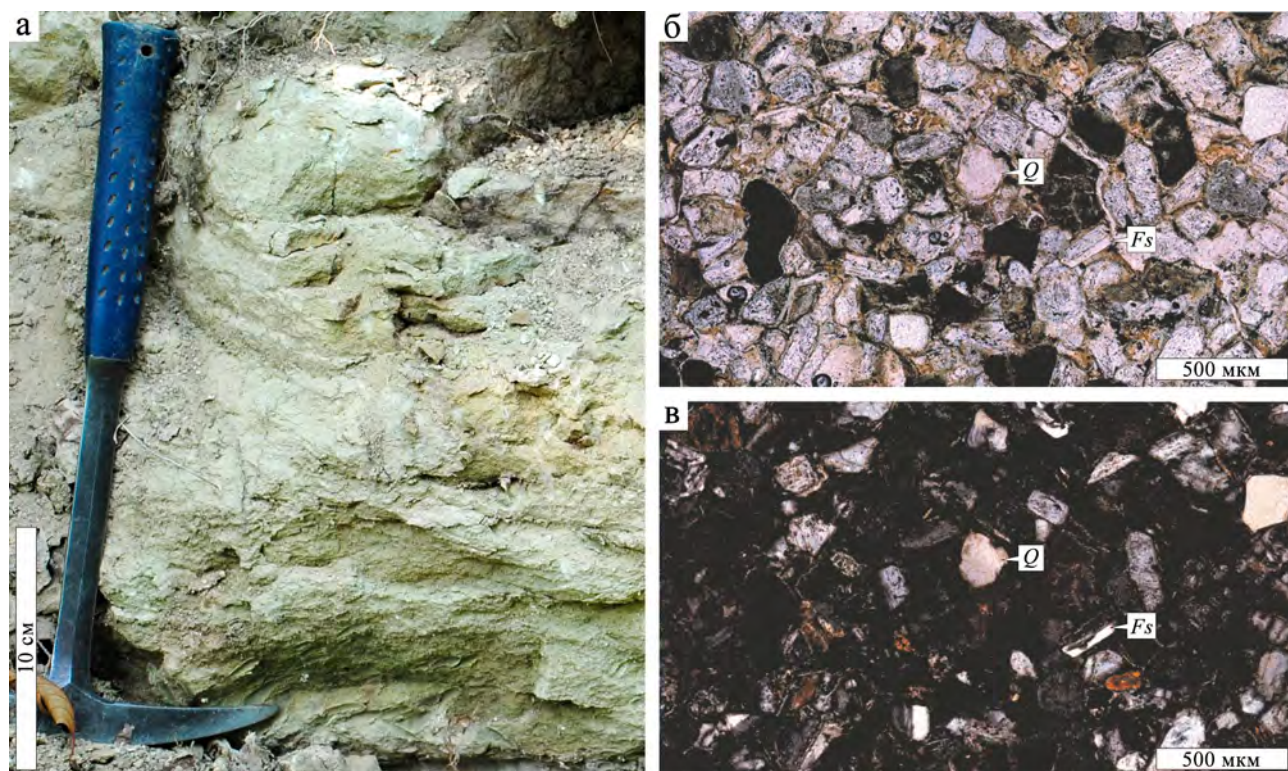


Рис. 8. ЛТ 6 – песчаники белогорской свиты в обнажении р. Бодрак (а) и шлифе (б – николи II, в – николи X).
Q – кварц, Fs – полевошпат.

Fig. 8. LT 6 – sandstones of the Belogorsk Formation in the outcrop of the Bodrak River (a) and in thin sections (б – plane-polarized light, в – cross-polarized light).

Q – quartz, Fs – feldspar.

Максимальное количество органического вещества (до 8 мас. %), характерное для ЛТ 1, по-видимому, связано с наиболее глубоководными анаэробными условиями дистальной части внешнего рампа. Высокую долю нерастворимого остатка (25–70 мас. %) в ЛТ 1, ЛТ 2, учитывая предполагаемую существенную удаленность от суши области их накопления, можно считать результатом диагенетического разложения (выщелачивания) карбонатов кислыми растворами.

Пониженное содержание нерастворимого остатка (5–25 мас. %), установленное для ЛТ 3, может быть следствием сохранения в щелочных условиях диагенеза всех планктоногенных карбонатных частиц, поступавших из толщи воды на дно дистальной части среднего рампа.

Существенные колебания количества нерастворимых компонентов от 7 до 38 мас. %, характерные для слоев ЛТ 4, вероятно, являются результатом контрастных изменений гидродинамики в проксимальной части среднего рампа. Здесь за счет сортировки осадочного материала штормовыми волнами формировались темпеститовые слои пакстоунов с повышенной долей кварц-силикатных песчи-

нок, а в промежутках между штормами накапливались существенно глинистые вакстоуны, мергели и глины.

В отложениях внутреннего рампа (ЛТ 5, ЛТ 6), формировавшихся в области постоянных волнений, количество нерастворимого остатка увеличивается по направлению к берегу от 7 до 65 мас. % за счет приближения к питающей провинции и усиления сортирующей работы волн, которые удаляли из осадка и переводили во взвесь алевропелитовые, преимущественно карбонатные, частицы.

Предлагаемая нами схема обстановок осадконакопления (см. рис. 9а) позволяет, используя миграционную модель слоеобразования (Головкинский, 1868; Романовский, 1985), представить особенности слоевых последовательностей, сформировавшихся в течение трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации (рис. 10).

Допустим, что амплитуда колебания уровня моря ($A_{\max}$) была настолько велика, что на месте проксимальной области внутреннего рампа в результате трансгрессии оказалась глубоководная обстановка дистальной части внешнего рампа, а при регрессии сюда вернулось прибрежное мелководье. В ре-

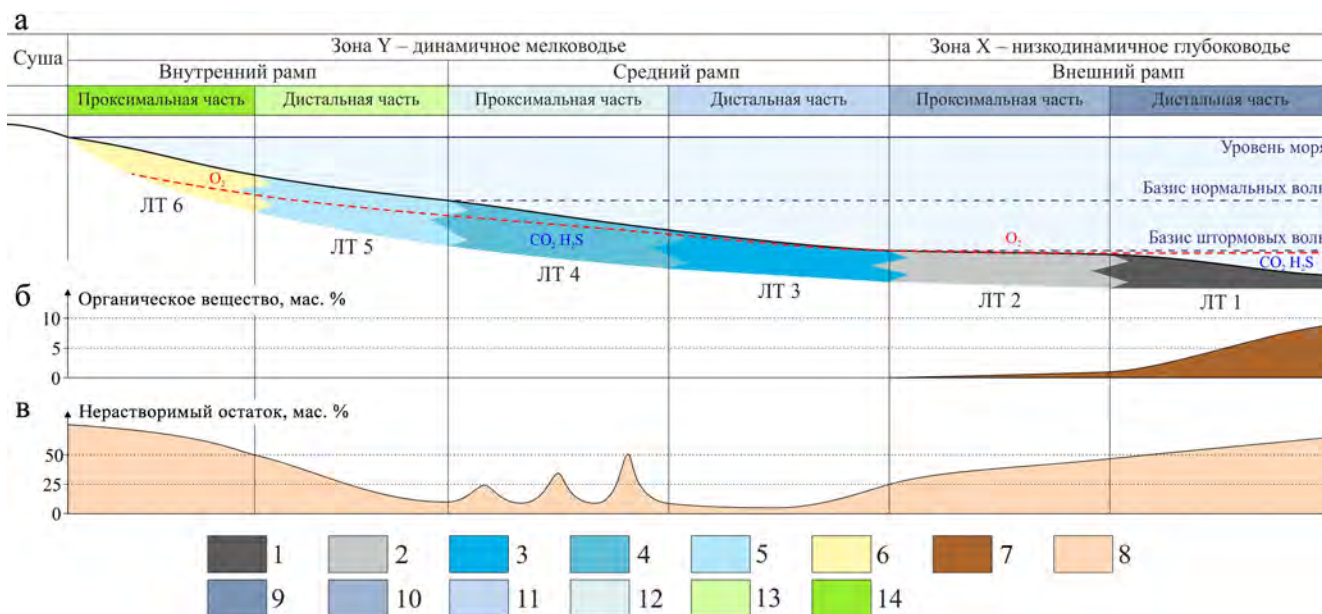


Рис. 9. Реконструкция обстановок накопления литологических типов слоев верхнего мела (а), объясняющая изменения содержаний органического вещества (б) и нерастворимого остатка (в).

1–6 – отложения: 1 – глины и мергели, содержащие более 1 мас. % органического вещества (ЛТ 1), 2 – мергели (ЛТ 2), 3 – кальцитовые мадстоуны и вакстоуны (ЛТ 3), 4 – тонкие чередования кальцитовых вакстоунов и пакстоунов (ЛТ 4), 5 – кальцитовые пакстоуны (ЛТ 5), 6 – пески (ЛТ 6); 7 – органическое вещество; 8 – нерастворимый остаток; 9–14 – обстановки осадконакопления: 9 – дистальная часть внешнего рампа, 10 – проксимальная часть внешнего рампа, 11 – дистальная часть среднего рампа, 12 – проксимальная часть среднего рампа, 13 – дистальная часть внутреннего рампа, 14 – проксимальная часть внутреннего рампа. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 9. Reconstruction of the Upper Cretaceous lithological types sedimentary environments (а), explaining changes in organic matter content (б) and insoluble residue (в).

1–6 – sediments: 1 – clays and marls with more than 1 wt % organic matter (LT 1), 2 – marls (LT 2), 3 – calcite mudstones and wackstones (LT 3), 4 – alternations of wackstone and packstone (LT 4), 5 – calcite packstone (LT 5), 6 – sands (LT 6); 7 – organic matter; 8 – insoluble residue; 9–14 – sedimentary environments: 9 – distal part of the outer ramp, 10 – proximal part of the outer ramp, 11 – distal part of the middle ramp, 12 – proximal part of the middle ramp, 13 – distal part of the inner ramp, 14 – proximal part of the inner ramp. For more details, see Fig. 2.

зультате такого цикла седиментации может образоваться идеальная циклотема (см. рис. 10а), состоящая из всех охарактеризованных типов слоев. При амплитуде колебания уровня моря ($A_1 < A_{max}$), достаточной только для того, чтобы миграция обстановок осадконакопления происходила в пределах двух смежных зон рампа (внутренняя ↔ средняя и средняя ↔ внешняя), возникнут редуцированные по сравнению с идеальной циклотемой слоевые последовательности (см. рис. 10б, в). Меньшая амплитуда колебания ($A_2 < A_1$) приведет к образованию циклотем, состоящих только из слоев одной зоны рампа (см. рис. 10г–е).

Естественно, что представленные теоретические построения упрощенно и крайне схематично отражают многофакторный и слабо детерминированный процесс циклогенеза. Однако они позволяют получить эффективный инструмент для анализа слоевой структуры частных разрезов верхнего мела, определения границ циклотем – TS и поло-

жения MFS, делящих каждую циклотему на трансгрессивную и регрессивную части (рис. 11, 12).

Региональные циклы седиментации, секвенции и эволюция палеогеографической ситуации

Сопоставление разрезов верхнего мела приводит к заключению о том, что этот стратиграфический интервал сформировался в результате 12 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации (см. рис. 11, 12).

Если учесть, что верхний мел Крыма ограничен от подстилающих и перекрывающих пород поверхностями несогласия, а параллельное несогласие, сформировавшееся в раннем сантоне (Барабоскин и др., 2016), является границей двух крупных этапов поздне мелового осадконакопления (Цейслер и др., 1999), то следует констатировать существование сеноман-коньякской (рис. 13) и сантон-маастрихтской (рис. 14) секвенций. Каждая из них

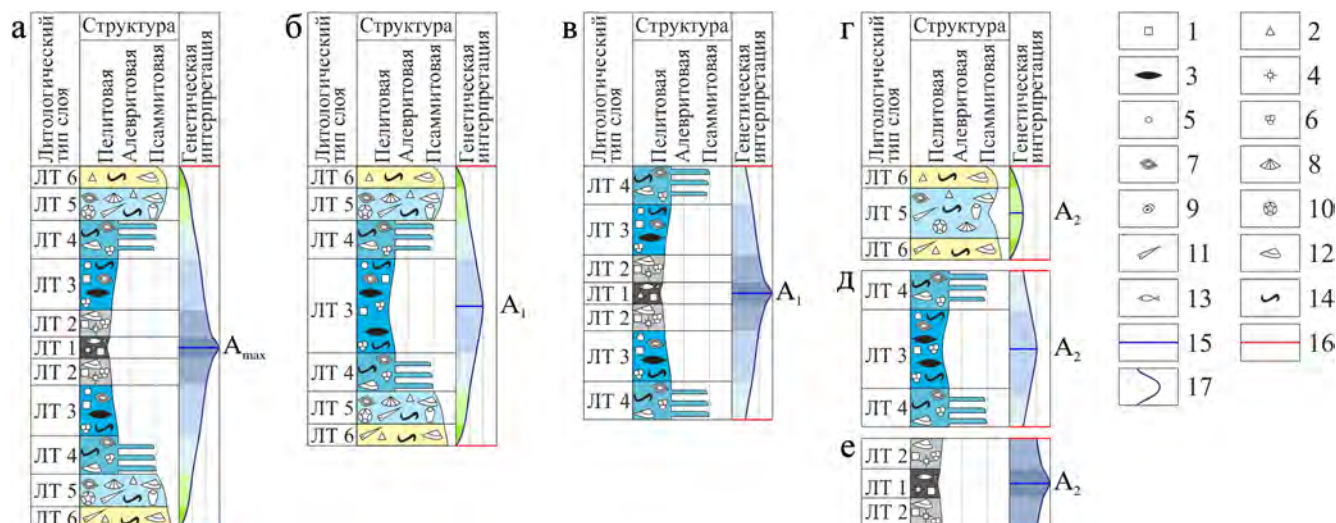


Рис. 10. Вариации слоевой структуры циклотем, обусловленные различной амплитудой (А) трансгрессивно-регрессивной миграции обстановок осадконакопления, представленных на рис. 9.

а – идеальная (полная) циклотема, формирование которой возможно при максимальной амплитуде подъема и снижения уровня моря ($A_{\max}$); б – циклотема внутреннего и среднего рампа ($A_1 < A_{\max}$); в – циклотема среднего и внешнего рампа ($A_1 < A_{\max}$); г – циклотема внутреннего рампа ($A_2 < A_1$); д – циклотема среднего рампа ($A_2 < A_1$); е – циклотема внешнего рампа ($A_2 < A_1$). 1–3 – включения и новообразования: 1 – сульфиды, 2 – глауконит, 3 – кремневые конкреции; 4–13 – органические остатки: 4 – радиолярии, 5 – кальцисферы, 6 – планктонные фораминиферы, 7 – бентосные фораминиферы, 8 – брахиоподы, 9 – криноидеи, 10 – морские ежи, 11 – белемниты, 12 – двустворчатые моллюски, 13 – рыбы; 14 – ихнофоссилии; 15 – поверхность максимального затопления (MFS); 16 – трансгрессивная поверхность (TS); 17 – кривая изменений уровня моря. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 10. Variations in the layered structure of cyclothems due to different amplitudes (A) of transgressive-regressive migration of sedimentary environments shown in Fig. 9.

а – ideal cyclothem (complete), the formation of which is possible at a maximum sea level rise or fall amplitude ($A_{\max}$); б – cyclothem from the inner and middle ramp ($A_1 < A_{\max}$); в – cyclothem from the middle and outer ramp ($A_1 < A_{\max}$); г – cyclothem from the inner ramp ($A_2 < A_1$); д – cyclothem from the middle ramp ($A_2 < A_1$); е – cyclothem from the outer ramp ($A_2 < A_1$). 1–3 – inclusions and neoplasms: 1 – sulfides, 2 – glauconite, 3 – siliceous concretions; 4–13 – organic remains: 4 – radiolarians, 5 – calcispheres, 6 – planktonic foraminifera, 7 – benthos foraminifera, 8 – brachiopods, 9 – crinoids, 10 – sea urchins, 11 – belemnites, 12 – bivalves, 13 – fish; 14 – ichnofossils; 15 – the maximum flooding surface (MFS); 16 – the transgressive surface (TS); 17 – the curve of sea level changes. See Fig. 9 for the rest of the conventional symbols.

состоит из парасеквенсов – трехмерных геологических тел, простейших трансгрессивно-регрессивных систем слоев (Posamentier, Allen, 1999), одномерными сечениями которых являются циклотемы, идентифицированные во всех частных разрезах (см. рис. 11, 12).

Нижняя секвенца (см. рис. 13) состоит из сеноманского трансгрессивного системного тракта (TST) и турон-коньякского тракта высокого стояния уровня моря (HST). TST формировался в течение 1–3 циклов и трансгрессивной фазы 4 цикла седиментации. В приподошвенной части 1 циклотемы локализуются песчаники ЛТ 6, которые образуют трансгрессивный лаг, накопившийся при затоплении суши, береговая линия которой мигрировала с юго-юго-востока на северо-северо-запад¹

¹ Здесь и далее при описании конфигурации палеобассейна и взаимного положения обстановок осадконакопления использованы современные координаты.

(рис. 15). При этом условия прибрежного мелководья постепенно сменяли обстановки дистальной части внутреннего (ЛТ 5), а затем и среднего рампа (ЛТ 4).

Выше в циклотемах 1 и 2 (см. рис. 11, 13) представлено трансгрессивно-регрессивное переслаивание отложений дистальной части внутреннего рампа (ЛТ 5), среднего рампа (ЛТ 4, ЛТ 3) и проксимальной части внешнего рампа (ЛТ 2). Доля пакстоунов ЛТ 5 увеличивается на север. К югу их замещают чередования пакстоунов и вакстоунов ЛТ 4. Такую слоевую структуру можно считать следствием того, что перечисленные обстановки при повышении уровня моря последовательно смещались к северо-северо-западу, а при его снижении мигрировали на юго-юго-восток.

Прикровельную часть сеноманского TST образуют “аксудеринские слои” (циклотема 3 и нижняя часть циклотемы 4), накопившиеся в обстановках внешнего рампа (ЛТ 2, ЛТ 1). При этом с

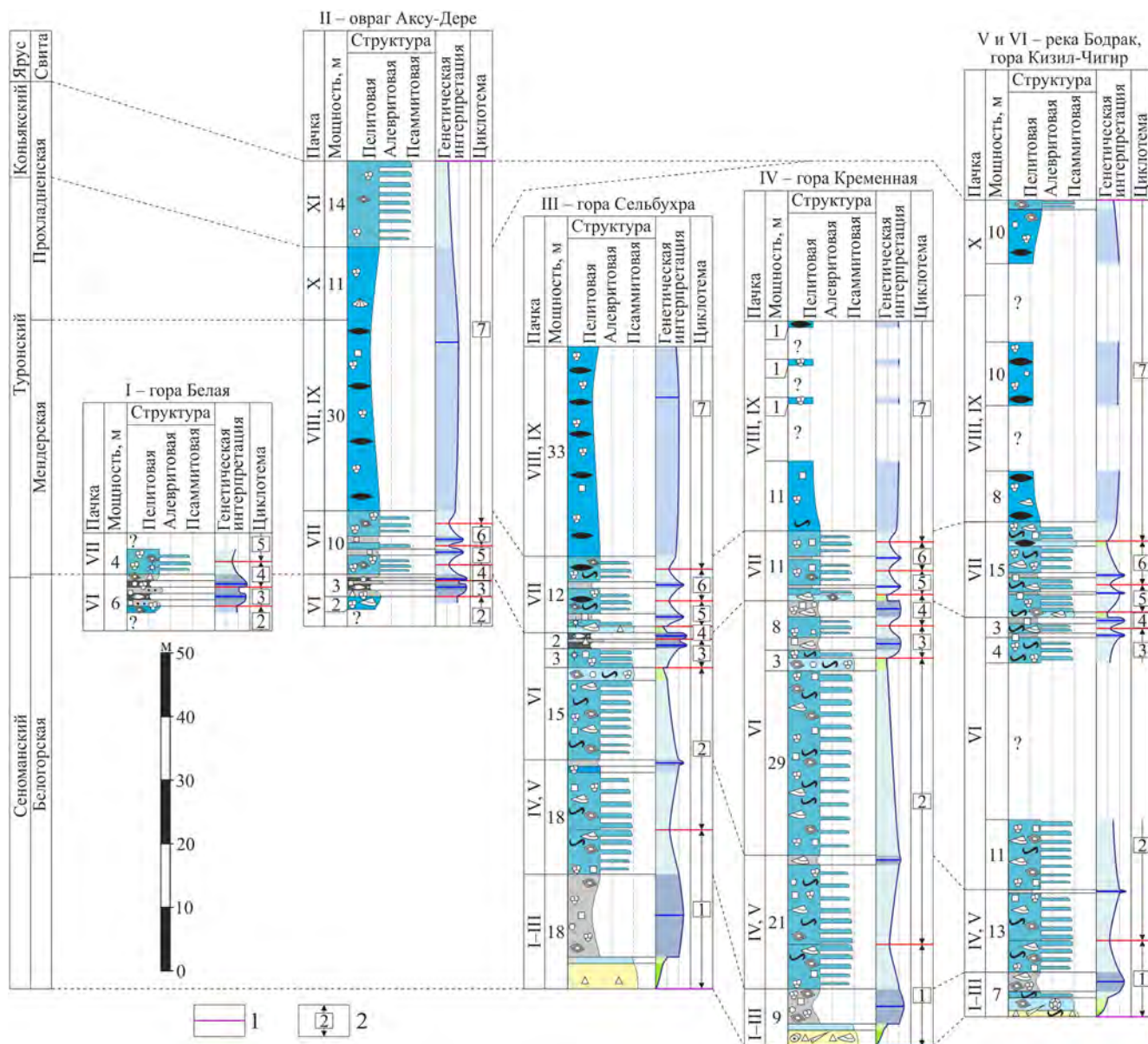


Рис. 11. Корреляция разрезов сеноманского – коньякского ярусов верхнего мела междуречья Кача – Бодрак.

1 – параллельное несогласие; 2 – циклотемы и их номера. Остальные условные обозначения см. на рис. 9, 10.

Fig. 11. Correlation of the sediment sections of the Cenomanian–Coniacian interval of the Upper Cretaceous of the Kacha–Bodrak interfluve.

1 – parallel unconformity; 2 – cyclothems and their numbers. For more details, see Fig. 9, 10.

юга на север наиболее глубоководные, обогащенные органическим веществом слои ЛТ 1, представленные в разрезах Аксу-Дере, Белая и Сельбухра, выклиниваются и сменяются в обнажениях Кременная, Бодрак и Кизил-Чигир мергелями типа ЛТ 2 – осадками проксимальной части внешнего рампа (см. рис. 11, 13). На максимуме трансгрессии 4 цикла глубоководные обстановки осадконакопления занимали большую часть рассматриваемой области палеобассейна (см. рис. 15). По-видимому,

этот пик трансгрессии соответствует самому высокому уровню Мирового океана за всю мезокайнозойскую историю Земли (Алексеев и др., 2005б).

Сверху сеноманский TST ограничивает MFS 4 циклотемы (см. рис. 11, 13), расположенная немного ниже палеонтологически обоснованной нижней границы турона (Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Бадулина и др., 2009).

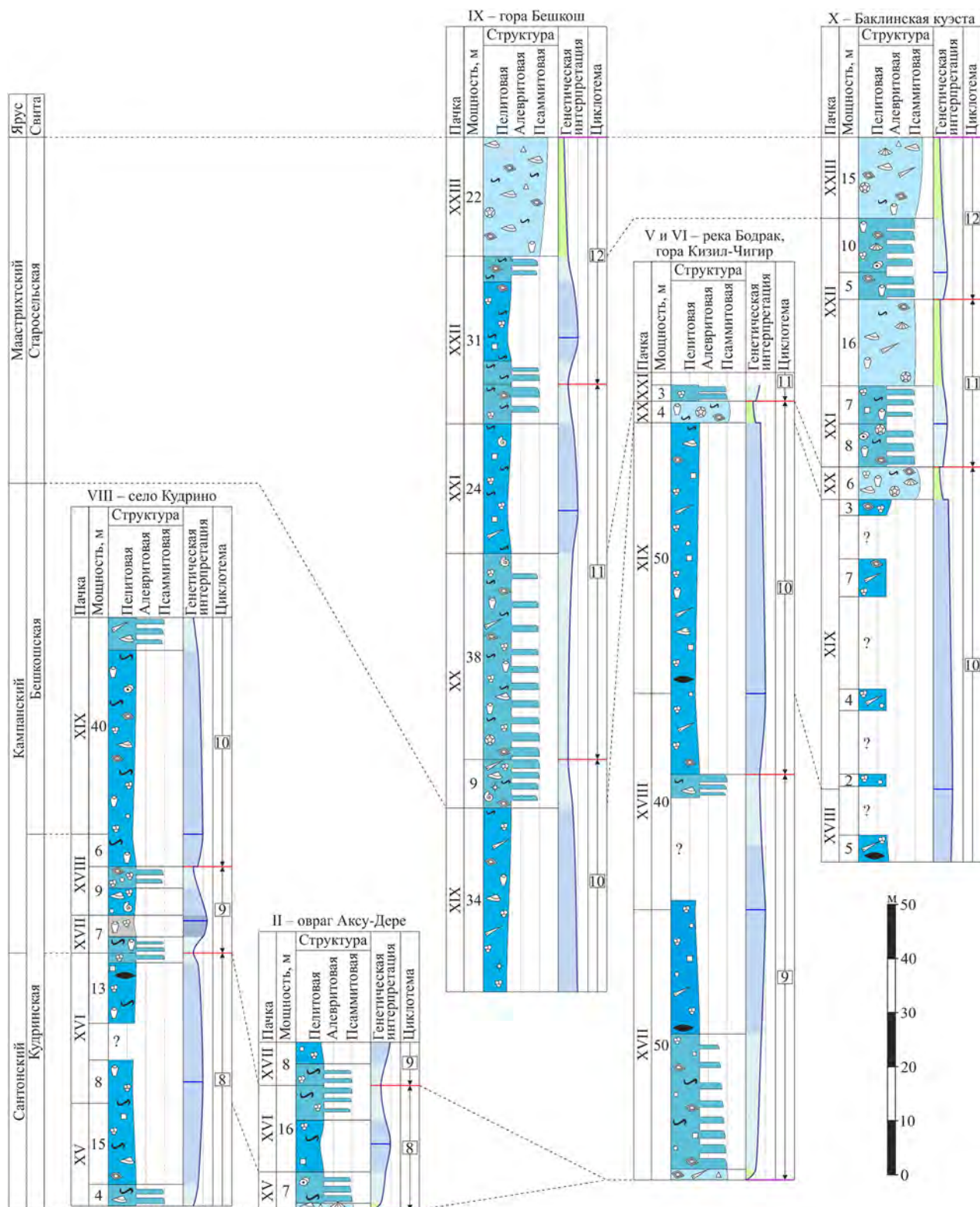


Рис. 12. Корреляция разрезов сантонского – маастрихтского ярусов верхнего мела междуречья Кача – Бодрак. Условные обозначения см. на рис. 9–11.

Fig. 12. Correlation of the sediment sections of the Santonian-Maastrichtian interval of the Upper Cretaceous of the Kacha-Bodrak interfluvium.

See Fig. 9–11 for the conventional symbols.

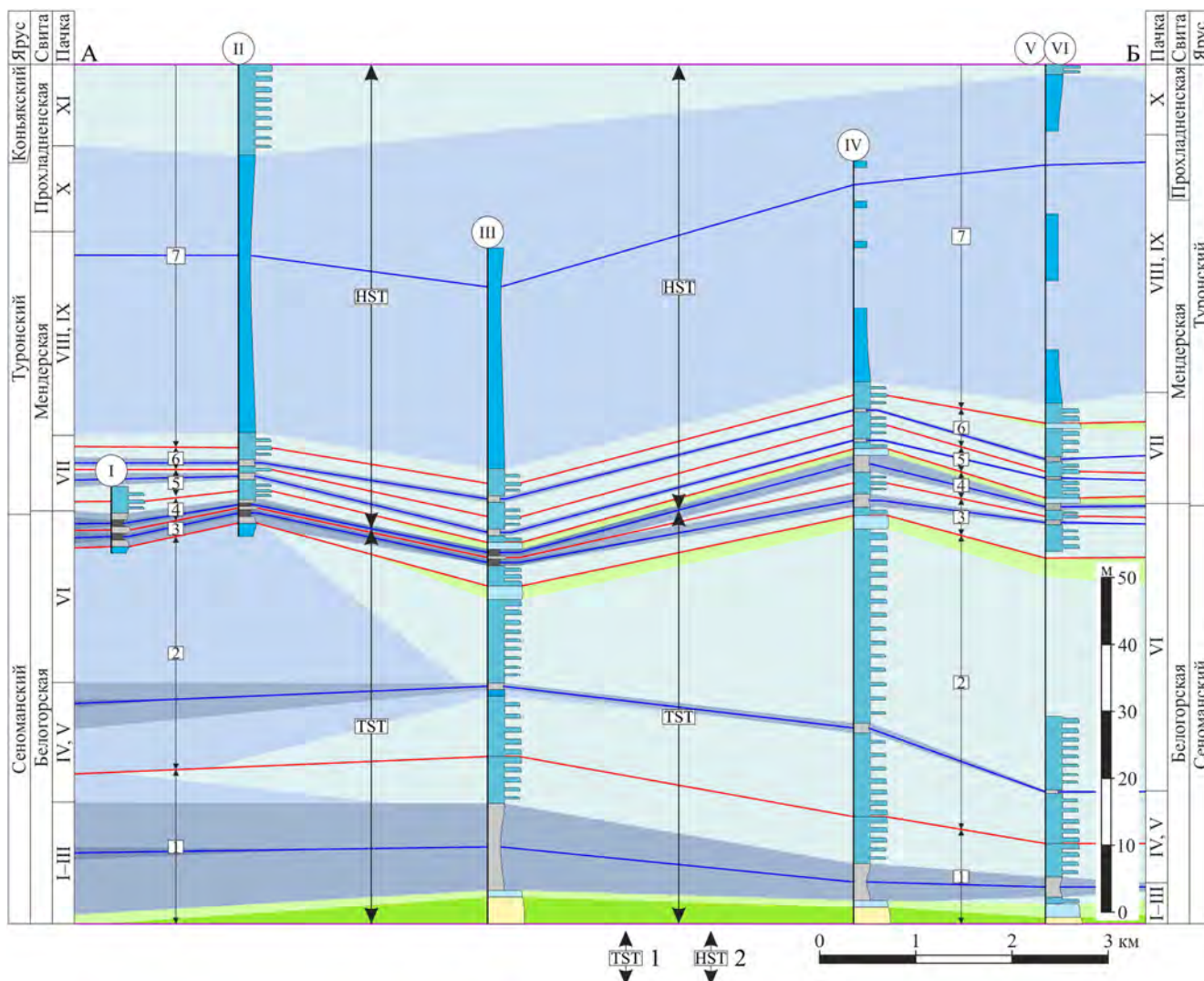


Рис. 13. Литолого-генетический профиль сеноман-коньякской секвенции.

1 – трансгрессивный системный тракт (TST); 2 – системный тракт высокого стояния (HST). Остальные условные обозначения см. на рис. 9–11. Линию профиля А–Б и расшифровку номеров обнажений см. на рис. 1.

Fig. 13. Lithological-genetic profile of the Cenomanian-Coniacian sequences.

1 – transgressive system tract (TST); 2 – highstand system tract (HST). See Fig. 9–11 for the rest of the symbols and Fig. 1 for the A–B profile line and outcrop number transcription.

Турон-коньякский HST образован накоплениями регрессивной фазы 4 и 5–7 циклов седиментации (см. рис. 11, 13). Здесь доминируют осадки среднего рампа (ЛТ 3 и ЛТ 4). Трансгрессивные максимумы 5 и 6 циклов маркируют мергели проксимальной области внешнего рампа. Пакстоуны ЛТ 5 внутреннего рампа, установленные в прикровельных частях 4 и 6 циклотем на севере (разрезы Бодрак и Кизил-Чигир), соответствуют регрессивным максимумам.

К концу туронского века регрессия 7 цикла (см. рис. 11, 13) привела к тому, что на севере региона осадконакопление происходило в обстановке про-

симальной части среднего рампа (ЛТ 4 в разрезах Бодрак и Кизил-Чигир), которую к юго-западу сменяла дистальная область среднего рампа (ЛТ 3 в разрезе Аксу-Дере).

Верхняя часть 7 циклотемы (см. рис. 11, 13), а, возможно, и перекрывавшие ее отложения коньякского века размыты в раннем сантоне (Барабоскин и др., 2016). При этом глубина эрозионного вреза увеличивается с юга на север так, что в овраге Аксу-Дере сохранились пакка XI нижнего коньяка (Никитин, Болотов, 2006; Гужигов и др., 2021), а в разрезах р. Бодрак и горы Кизил-Чигир она и прикровельная часть X пакки верхнего турона

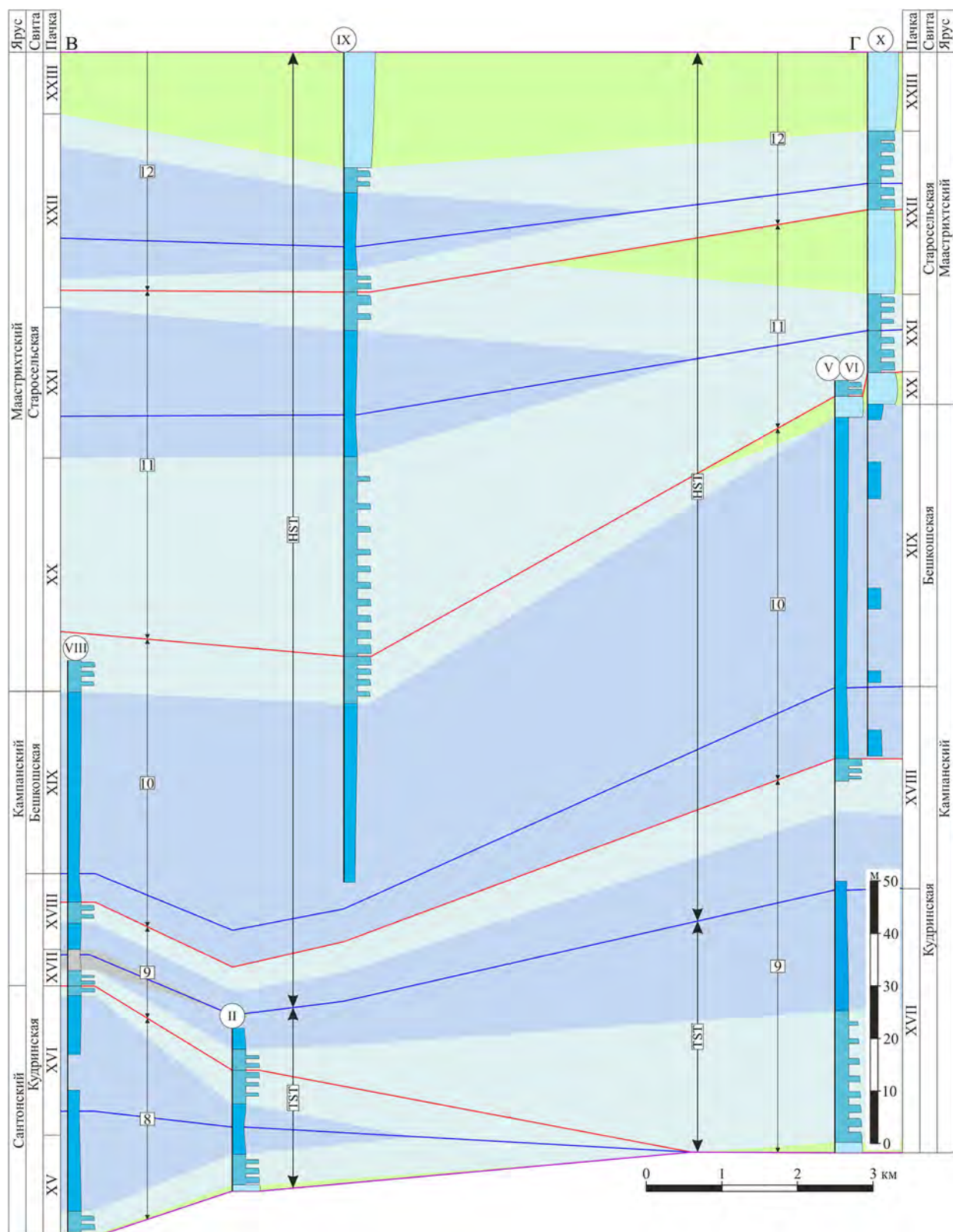


Рис. 14. Литолого-генетический профиль сanton-маастрихтской секвенции.

Условные обозначения см. на рис. 9–11, 13. Линию профиля В–Г и расшифровку номеров обнажений см. на рис. 1.

Fig. 14. Lithological-genetic profile of the Santonian-Maastrichtian sequence.

See Figs. 9–11 and 13 for notation. See also Fig. 1 for profile line B–Г and transcription of outcrop numbers.

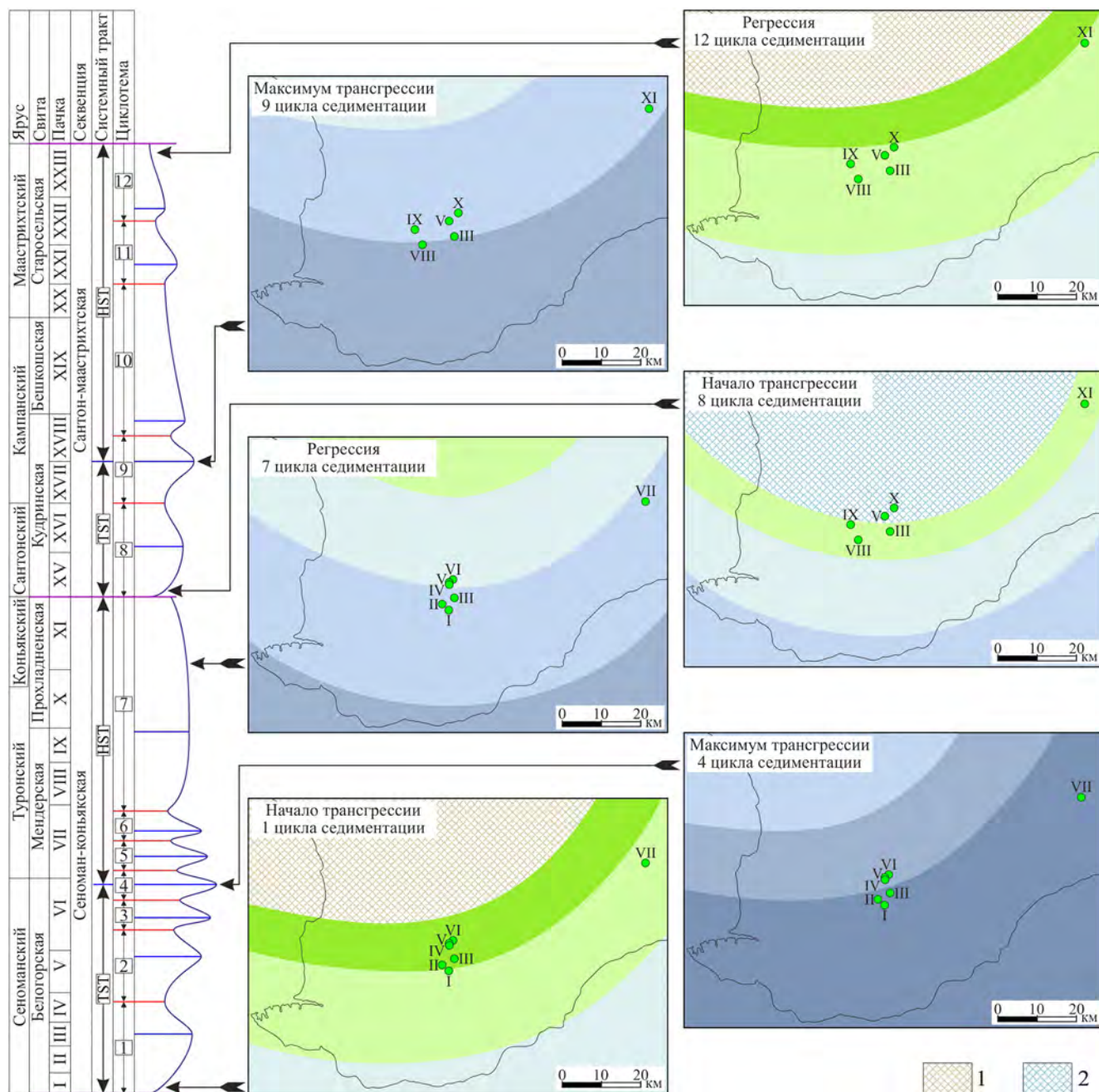


Рис. 15. Эволюция палеогеографической ситуации в поздне меловом эпиконтинентальном бассейне.

1 – эролируемая суша, 2 – эролируемая отмель. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 9–11.

Fig. 15. The evolution of the paleogeographic situation in the Late Cretaceous epicontinental basin.

1 – erodible land, 2 – erodible shoal. See Fig. 1 and 9–11 for the rest of the symbols.

отсутствуют (Шишлов и др., 2020). Вероятно, это результат восходящих тектонических движений, совпадавших с субгерцинской фазой в Западной Европе (Никишин и др., 2009), которые, возможно, стали первым этапом образования Симферопольского поднятия, обычно считаемого палеоценовым (Лыгина и др., 2010; Дубкова и др., 2019, 2022).

Отложения средней рамп, подстилающие эрозионную поверхность, представленные в обнажениях Аксу-Дере (ЛТ 4), Бодрак и Кизил-Чигир (ЛТ 3), образуют “твердое дно” (hardground). Здесь повышено содержание оксидов железа, придающее породам розоватый оттенок, присутствуют норки камнеточцев и трещины, заполненные

перекрывающими осадками. Отсутствие здесь явных следов субаэральной экспозиции позволяет предполагать, что эрозия происходила в пределах подводной отмели, хотя не исключено и полное осушение отдельных площадей (Никишин и др., 2009).

Вторая секвенция состоит из сантон-кампанского TST и кампан-маастрихтского HST (см. рис. 14).

TST образован отложениями 8 и трансгрессивной фазы 9 циклов (см. рис. 12, 14). Циклотема 8 представлена в разрезах Кудрино и Аксу-Дере. В обнажениях Бодрак и Кизил-Чигир ей соответствует эрозионная поверхность. Следовательно, в позднем сантоне осадконакопление происходило только на юге рассматриваемого района, а на севере в это время располагалась эродируемая подводная отмель (см. рис. 15). У основания 8 циклотемы локализуется трансгрессивный лаг толщиной до 1 м, сложенный пакстоунами (ЛТ 5) с низким содержанием терригенной примеси. По-видимому, это результат возобновления седиментации в дистальной части внутреннего рампа на месте подводной отмели, которая находилась на значительном расстоянии от эродируемой суши – источника обломочного материала. При дальнейшем повышении уровня моря южная часть рассматриваемой области стала частью среднего рампа (см. рис. 15).

На севере региона возобновление осадконакопления произошло только в кампанском веке благодаря подъему уровня моря в начале 9 цикла седиментации (см. рис. 12, 14). В обнажениях р. Бодрак и горы Кизил-Чигир на породах турона несогласно залегает маломощный (до 0.1 м) трансгрессивный лаг, сложенный пакстоунами (ЛТ 5) слабо песчанистыми глинистыми, с зернами фосфатов и глауконита (Шишлов и др., 2020), сформировавшимися в обстановке дистальной части внутреннего рампа и перекрытыми отложениями среднего рампа (ЛТ 4, ЛТ 3).

Верхней границей TST является MFS 9 циклотемы (см. рис. 14). В это время значительная северная часть палеобассейна стала средним рампом. Судя по появлению на этом уровне в разрезе Кудрино пород ЛТ 2, на юге площади в это время существовали обстановки внешнего рампа (см. рис. 15).

Кампан-маастрихтский HST сложен породами регрессивной части 9 и 10–12 циклотем (см. рис. 12, 14). В этом интервале среди отложений среднего рампа (ЛТ 3, ЛТ 4) появляются пакстоуны ЛТ 5 внутреннего рампа, которые маркируют регрессивные максимумы. Снизу вверх, от 10 к 12 циклотеме, и с юго-запада (гора Бешкош) на северо-восток (Баклинская куэста) их мощность, площади распространения и степень песчаности увеличиваются, что указывает на уменьшение в этом направлении глубины палеобассейна.

Верхнюю часть 12 циклотемы в обнажениях Баклинской куэсты образуют пакстоуны (ЛТ 5) с

нерастворимым остатком 40–50%, в котором доминируют песчинки кварца и полевых шпатов размером от 0.10 до 0.25 мм. Это свидетельствует о близости эродируемой суши (см. рис. 15).

Кровлей сантон-маастрихтской секвенции является поверхность регионального несогласия, осложняемая ветвящимися полостями диаметром до 0.2 м и глубиной до 0.7 м. Они имеют неровные стенки со следами растворения, заполнены отложениями дания и базальными обломками маастрихта. Вероятнее всего, это следы палеокарста, который мог образоваться только при субаэральной экспозиции пород (Шишлов и др., 2020) во время перерыва на рубеже мела и палеогена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генетическая интерпретация установленных в разрезах литологических типов слоев в сочетании с анализом их вертикальных и латеральных взаимоотношений позволили впервые предложить модель условий осадконакопления в крымском сегменте позднемелового эпиконтинентального моря. Показано, что она представляет собой новый эффективный инструмент для реконструкции истории формирования верхнего мела Крыма и решения стратиграфических задач.

Серия палеогеографических схем, составленная для узких интервалов геологического времени, позволяет считать, что отложения верхнего мела формировались в относительно мелководном бассейне глубиной менее 200 м (Алексеев, Найдин, 1970; Котельников, Найдин, 1999; Гаврилов и др., 2022). Здесь большую часть времени доминировали площади, в пределах которых поверхность дна располагалась выше базиса штормовых волн. Развитие трансгрессий приводило к последовательному смещению к северу обстановок внешнего, среднего и внутреннего терригенно-карбонатного рампа, а на регрессивных этапах они мигрировали на юг.

Исследования приводят к выводу, что рассматриваемый стратиграфический интервал формировался в результате 12 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации. При этом образовались ограниченные несогласиями сенман-коньякская и сантон-маастрихтская осадочные секвенции, в составе которых представлены трансгрессивные системные тракты (TST) и тракты высокого стояния уровня моря (HST).

Использование методов циклостратиграфии позволило дополнительно обосновать, уточнить и детализировать корреляцию разрезов. Это в сочетании с выводами секвентного анализа может применяться для совершенствования региональной стратиграфической схемы верхнего мела Крыма (Астахова и др., 1984), в которой до настоящего времени не выделены горизонты.

Благодарности

Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за содержательные замечания, позволившие улучшить работу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (1989) Верхний мел. *Геологическое строение Качинского поднятия горного Крыма*. (Под ред. А.О. Мазаровича, В.С. Милеева). Ч. 1. М.: МГУ, 123-157.
- Алексеев А.С., Найдин Д.П. (1970) Упорядоченное залегание ростов белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (9), 47-51.
- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В. (2005а) Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Ст. 1. Введение и стратиграфическая основа. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **80**(2), 80-92.
- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В. (2005б) Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Ст. 2. Палеогеографическая обстановка. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **80**(4), 30-44.
- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Кузьмичева Т.А., Овечкина М.Н. (2007) Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Ст. 1. Стратиграфия. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **82**(3), 3-29.
- Алексеев В.П. (2003) Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: УГГА, 147 с.
- Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я., Куличенко В.Г., Пермиков 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., Воронова 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. (1984) Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наук. думка, 184 с.
- Бадулина Н.В. (2007) Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза г. Сельбухра (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (5), 26-31.
- Бадулина Н.В., Копаевич Л.Ф. (2007) Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (1), 22-28.
- Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф. (2009) Палеогеографическая модель сеноман-туронского бескислородного события в Центральном и Восточном Причерноморье (Крым, Кавказ). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 10-17.
- Барабошкин Е.Ю., Зибров И.А. (2012) Характеристика ритмичной толщи среднего сеномана г. Сельбухра (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (3), 35-42.
- Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копаевич Л.Ф. (2016) Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма (путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссий. совещ. 26 сентября – 3 октября 2016 г). Симферополь: ЧерноморПресс, 90 с.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Акинин В.В., Рябов И.П., Устинова М.А., Ртищев Н.А., Вишневская В.С. (2024) Опорный разрез кампанского яруса Юго-Западного Крыма: проблемы подъярусного расчленения и глобальной корреляции. *Стратиграфия. Геол. Корреляция*, **32**(2), 48-103. <https://doi.org/10.31857/S0869592X24020031>
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В. (2020) Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым. *Стратиграфия. Геол. Корреляция*, **28**(6), 125-170. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20060046>
- Габдуллин Р.Р. (2002) Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: МГУ, 304 с.
- Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Репина О.П. (2004) Цикличность средне-верхнесеноманских отложений междуречья Бодрак – Кача (Юго-Западный Крым). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (5), 7-14.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щепетова Е.В., Голованова О.В., Покровский Б.Г. (2022) Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в разрезах северного Пери-Тетиса (Крым, Восточный Кавказ): структура отложений, динамика формирования. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 408-418. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22060039>
- Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. (2018) Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е, доп. (Сост. В.В. Юдин). СПб.: ВСЕГЕИ.
- Головкинский Н.А. (1868) О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб.: Тип. Имп. Академии наук, 192 с. (репринт.: *Литология и геология горючих ископаемых* (2009). Прилож. к вып. III(19). Екатеринбург: УГГУ, 270 с.).
- 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. (2021) Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере, Юго-Западный Крым: проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Ст. 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(4), 71-117. <https://doi.org/10.31857/S0869592X21040025>
- Дубкова К.А., Шишлов С.Б., Черепяхина А.В. (2019) Разрез палеоцена–эоцена в районе горы Ак-Кая (Центральный Крым) и его геологическая интерпретация. *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле*, **64**(1), 4-23.
- Дубкова К.А., Шишлов С.Б., Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю. (2022) Строение и история формирования разреза нижнего мела–эоцена в центральной ча-

- сти Симферопольского поднятия. *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **164**(2), 297-313. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2022.2.297-317>
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. (1998) Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **6**(3), 3-16.
- Жемчугова В.А. (2014) Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО "ЕАГЕ Геомодель", 232 с.
- Керимов В.Ю., Яндарбиев Н.Ш., Мустаев Р.Н., Кудряшов А.А. (2021) Углеводородные системы Крымско-Кавказского сегмента Альпийской складчатой системы. *Георесурсы*, **23**(4), 21-33. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.3>
- Котельников Д.Д., Найдин Д.П. (1999) Глинистые минералы пограничных отложений сеноман/турон Крыма и маастрихт/даний Мангышлака. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 38-45.
- Кузнецов В.Г. (2003) Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 262 с.
- Кузьмичева Т.А. (2000) Пограничные отложения сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (1), 70-73.
- Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Калмыков А.Г., Никишин А.М., Бордунов С.И. (2019) Новые данные об океаническом бескислородном событии (ОАЕ2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (3), 21-27.
- Лебединский В.И., Кириченко Л.Н., Ладан А.Н. (1974) Новые данные о бентонитовых глинах Горного Крыма. *Докл. АН СССР*, **218**(6), 1442-1445.
- Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В., Гирин Ю.П., Копаевич Л.Ф., Кубракова И.В., Тютюнник О.А., Чудецкий М.Ю. (2010) Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа. *Геохимия*, (6), 570-591.
- Лыгина Е.А., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковичина Е.В. (2010) Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 11-22.
- Милановский Е.Е. (1996) Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: МГУ, 448 с.
- Найдин Д.П. (1993) Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежа сеноман/турон и маастрихт/даний. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **68**(3), 33-53.
- Найдин Д.П. (2004) Пара известняк-мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полциклов прецессии. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 11-25.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н. (2006) Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по второй учебной геологической практике. Ч. I. М.: МГУ, 135 с.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В. (2009) Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **84**(2), 83-93.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. (2007) Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 455 с.
- Романовский С.И. (1985) Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 263 с.
- Фролов В.Т. (1984) Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 222 с.
- Цейслер В.М. (2009) Основы фациального анализа. М.: КДУ, 147 с.
- Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. (1999) О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 8-18.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Аркадьев В.В., Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М., Триколиди Ф.А., Закревская Е.Ю. (2020) Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым). СПб.: ЛЕМА, 271 с.
- Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Ryabov I.P., Tesakova E.M., Vishnevskaya V.S., Ustinova M.A. (2024) Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Pt 2. Upper Cretaceous and Conclusions. *Stratigr. Geol. Correl.*, **32**(6), 733-777. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700217>
- Burchette T.P., Wright V.P. (1992) Carbonate ramp deposition systems. *Sediment. Geol.*, **79**(1-4), 3-57. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A)
- Einsele G. (1982) Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. *Cyclic and Event Stratification*. (Ed. by G. Einsele, A. Seilacher). Berlin; Heidelberg, Springer, 8-53. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_2
- Flügel E. (2010) Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin: Springer, 633 p.
- Hallam A. (1981) Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford; San Francisco: Freeman, 291 p.
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**(4), 445-459. <https://doi.org/10.1306/A6633632-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Posamentier H.W., Allen G.P. (1999) Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 204 p. <https://doi.org/10.2110/csp.99.07>
- Sedimentary Environments and Facies. (1986) 2nd ed. (Ed. by H.G. Reading). Oxford; London; Edinburgh; Boston: Blackwell Scientific Publications, 615 p.
- Selley R.C. (1985) Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. L.: Chapman and Hall, 317 p.
- Walther J. (1894) Lithogenesis der Gegenwart. *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft*. Jena, G. Fischer, 535-1055.
- Wilson J.L. (1975) Carbonate Facies in Geologic History. Berlin; Heidelberg; N. Y., Springer, 471 p.

REFERENCES

- Alekseev A.S. (1989) Upper Cretaceous. *Geological Structure of the Kacha Uplift of the Crimean Mountains. Pt 1*. (Ed. by A.O. Mazarovich, V.S. Mileev). Moscow, MGU, 123-157. (In Russ.)
- Alekseev A.S., Naidin D.P. (1970) Ordered bedding of belemnite rosters in Cenomanian sediments of the south-

- western part of the Mountain Crimea. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (9), 47-51. (In Russ.)
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Baraboshkin E.Yu., Gabdullin R.R., Olferiev A.G., Yakovishina E.V. (2005a) Paleogeography of the south of the East European Platform and its folded frame in the Late Cretaceous. Article 1. Introduction and stratigraphic basis. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **80**(2), 80-92. (In Russ.)
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Baraboshkin E.Yu., Gabdullin R.R., Olferiev A.G., Yakovishina E.V. (2005b) Paleogeography of the South of the East European Platform and its folded frame in the Late Cretaceous. Article 2. Paleogeographic setting. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **80**(4), 30-44. (In Russ.)
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Nikishin A.M., Kuzmicheva T.A., Ovechkina M.N. (2007) Cenomanian-Turonian boundary deposits of southwestern Crimea. Paper 1. Stratigraphy. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **82**(3), 3-29. (In Russ.)
- Alekseev V.P. (2003) Lithologic-facial analysis. Study guide. Ekaterinburg, UGGGA, 147 p. (In Russ.)
- Astakhova T.V., Gorak S.V., Kraeva E.Ya., Kulichenko V.G., Permyakov V.V., Plotnikova L.F., Semenenko V.N., Berchenko O.I., Blagodarov M.I., Bogayets A.T., Bondarenko V.G., Borisenko L.S., Vanina M.V., Vdovenko M.V., Voronova M.A., Gorbach L.P., Grigoriev A.V., Gurevich K.Yu., Dulub V.G., Isagulova E.Z., Korbut E.B., Kotlyar O.E., Konenkova I.D., Makarenko D.E., Menkes M.A., Nerodenko V.M., Novik N.N., Nyaga V.I., Plakhotniy L.G., Pyatkova D.M., Romanov L.F., Savron E.B., Slyusar B.S., Sulimov I.N., Teslenko Yu.V., Fedorov P.V., Tsegelnyuk P.D., Yanovskaya G.G. (1984) Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Stratigraphy (shelf and coasts of the Black Sea). Kiev, Nauk. Dumka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Badulina N.V. (2007) Structure of Cenomanian-Turonian Boundary Beds in the Section of Mount Sel'bykhra, Southwestern Crimea. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (5), 26-31. (In Russ.)
- Badulina N.V., Kopaevich L.F. (2007) Cenomanian-Turonian boundary sediments in the Aksu-Dere section (Southwestern Crimea). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (1), 22-28. (In Russ.)
- Badulina N.V., Gabdullin R.R., Kopaevich L.F. (2009) A paleogeographic model of a Cenomanian-Turonian anoxic event in Central and East Black Sea Regions. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (6), 10-17. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu., Zibrov I.A. (2012) Characteristics of the middle Cenomanian rhythmic sequence from Mount Selbukhra in Southwest Crimea. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (3), 35-42. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu., Arkadyev V.V., Kopaevich L.F. (2016) Reference sections of the Cretaceous System of the Mountain Crimea. Guidebook of the Field Excursions of the 8th All-Russian meeting, 26 September – 3 October 2016. Simferopol, ChernomorPress Publ., 90 p. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Aleksandrova G.N., Akinin V.V., Ryabov I.P., Ustinova M.A., Rtischev N.A., Vishnevskaya V.S. (2024) Reference section of Campanian Stage of southwestern Crimea: Problems of substage subdivision and global correlation. *Stratigr. Geol. Correl.*, **32**(2), 89-143 (translated from *Stratigr. Geol. Correl.*, **32**(2), 48-103). <https://doi.org/10.1134/S0869593824020023>
- Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Aleksandrova G.N., Fomin V.A., Pokrovsky B.G., Grishchenko V.A., Manikin A.G., Naumov E.V. (2020) New sedimentological, magnetostratigraphic, and palynological data on the Campanian-Maastrichtian section of Beshkosh Mountain, South-Western Crimea. *Stratigr. Geol. Correl.*, **28**(8), 816-858 (translated from *Stratigr. Geol. Correl.*, **28**(6), 125-170). <https://doi.org/10.1134/S0869593820060040>
- Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Ryabov I.P., Tesakova E.M., Vishnevskaya V.S., Ustinova M.A. (2024) Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Pt 2. Upper Cretaceous and Conclusions. *Stratigr. Geol. Correl.*, **32**(6), 733-777. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700217>
- Burchette T.P., Wright V.P. (1992) Carbonate ramp deposition systems. *Sediment. Geol.*, **79**(1-4), 3-57. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A)
- Dubkova K.A., Shishlov S.B., Cherepahina A.V. (2019) Section of the Paleocene-Eocene in the region of the Ak-Kaya Mountain (Central Crimea) and its geohistorical interpretation. *Vestn. S.-Peterb. un-ta. Nauki o Zemle*, **64**(1), 4-23. (In Russ.) <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.101>
- Dubkova K.A., Shishlov S.B., Bugrova E.M., Zakrevskaya E.Yu. (2022) Composition, structure and formation history of the Lower Cretaceous – Eocene section near the Mazanka village (Central Crimea). *Uch. zap. Kazan. un-ta. Ser. Estestv. nauki*, **164**(2), 297-313. (In Russ.) <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2022.2.297-317>
- Einsele G. (1982) Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. *Cyclic and Event Stratification*. (Ed. by G. Einsele, A. Seilacher). Berlin; Heidelberg, Springer, 8-53. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_2
- Flügel E. (2010) Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin, Springer, 633 p.
- Frolov V.T. (1984) Genetic typization of marine sediments. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)
- Gabdullin R.R. (2002) Rhythmicity of Upper Cretaceous deposits of the Russian Platform, Northwestern Caucasus and Southwestern Crimea (structure, classification, models of Formation). Moscow, MGU, 304 p. (In Russ.)
- Gabdullin R.R., Badulina N.V., Repina O.P. (2004) Cyclic recurrence of middle Upper Cenomanian deposits in the Bodrak-Kacha interfluvium (south-western Crimea). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (5), 7-14. (In Russ.)
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Shchepetova E.V., Golovanova O.V., Pokrovsky B.G. (2022) Late Cenomanian Paleocological Event OAE 2 in the Sections of the Northern Peri-Tethys (Crimea, Eastern Caucasus): Sediment Structure and Dynamics of Their Accumulation. *Lithol. Miner. Res.*, **57**(6), 473-493. (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 408-418). <https://doi.org/10.1134/S0024490222060037>
- Geologic map and sections of Mountain, Foothill Crimea. (2018) Scale 1 : 200 000. 2nd ed. (Comp. V.V. Yudin). St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu., Aleksandrova G.N., Ryabova I.P., Ustinova M.A., Kopaevich L.F., Mirantsev G.V., Kuznetsov A.B., Fokin P.A., Kosorukov V.L. (2021) New bio-, chemo- and magnetostratigraphy of the

- Santonian–Campanian boundary in the Kudrino and Ak-su-Dere sections (SW Crimea): problems of global correlation and selection of the lower boundary stratotype of the Campanian. 1. Geological framework, sedimentology, biostratigraphy. *Stratigr. Geol. Correl.*, **29**(4), 450–494. (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **29**(4), 71–117). <https://doi.org/10.1134/S086959382104002X>
- Hallam A. (1981) *Facies Interpretation and the Stratigraphic Record*. Oxford; San Francisco, Freeman, 291 p.
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**(4), 445–459. <https://doi.org/10.1306/A6633632-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Kerimov V.Yu., Yandarbiev N.Sh., Mustaev R.N., Kudryashov A.A. (2021) Hydrocarbon systems of the Crimean-caucasian segment of the alpine folded system. *Georesursy*, **23**(4), 21–33. (In Russ.)
- Kotelnikov D.D., Naidin D.P. (1999) Clay minerals from the Cenomanian-Turonian boundary deposits in Crimea and the Maastricht-Danian deposits in Mangyshlak. *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 38–45. (In Russ.)
- Kuzmicheva T.A. (2000) Boundary deposits of the Cenomanian and Turonian in the section of Belaya Mountain (South-Western Crimea). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (1), 70–73. (In Russ.)
- Kuznetsov V.G. (2003) *Evolution of carbonate accumulation in the Earth's history*. Moscow, GEOS Publ., 262 p. (In Russ.)
- Latypova M.R., Kopaevich L.F., Kalmykov A.G., Nikishin A.M., Bordunov S.I. (2019) New data on the oceanic anoxic event (OAE2) at the Cenomanian-Turonian boundary in the section of the Biyuk-Karasu River (Central Crimea). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (3), 21–27. (In Russ.)
- Levitan M.A., Alekseev A.S., Badulina N.V., Girin Yu.P., Kopaevich L.F., Kubrakova I.V., Tyutyunnik O.A., Chudetsky M.Yu. (2010) Geochemistry of boundary Cenomanian-Turonian sediments of the Mountain Crimea and North-West Caucasus. *Geokhimiya*, (6), 570–591. (In Russ.)
- Milanovsky E.E. (1996) *Geology of Russia and neighboring countries (Northern Eurasia)*. Moscow, MGU, 448 p.
- Naydin D.P. (1993) Late Cretaceous events in the east of the European paleobiogeographic area. Article 2: Events of the Cenomanian/Turonian and Maastrichtian/Danish boundary. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **68**(3), 33–53. (In Russ.)
- Nikishin A.M., Alekseev A.S., Baraboshkin E.Y., Bolotov S.N., Kopaevich L.F., Gabdullin R.R., Badulina N.V. (2009) Geologic history of the Bakhchisaray region of the Mountain Crimea in the Cretaceous period. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **84**(2), 83–93. (In Russ.)
- Nikitin M.Yu., Bolotov S.N. (2006) *Geological structure of the Crimean training ground of MSU. Album of drawings on the second educational geological practice. Pt I. Manual*. Moscow, MGU, 135 p. (In Russ.)
- Pavlidis Y.A., Nikiforov S.L. (2007) *Conditions of morpholithogenesis in the coastal zone of the World Ocean*. Moscow, Nauka Publ., 455 p. (In Russ.)
- Posamentier H.W., Allen G.P. (1999) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications*. Tulsa, SEPM (Society for Sedimentary Geology), 204 p. <https://doi.org/10.2110/csp.99.07>
- Sedimentary Environments and Facies*. (1986) 2nd ed. (Ed. by H.G. Reading). Oxford; London; Edinburgh; Boston, Blackwell Scientific Publications, 615 p.
- Selley R.C. (1985) *Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis*. L., Chapman and Hall, 317 p.
- Shishlov S.B., Dubkova K.A., Arkadiev V.V., Bugrova I.Yu., Tricolidi F.A., Zakrevskaya E.Yu. (2020) *Cretaceous and Paleogene of the Bodrak River Basin (South-Western Crimea): training manual*. St.Petersburg, LEMA Publ., 271 p. (In Russ.)
- Walther J. (1894) *Lithogenesis der Gegenwart. Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft*. Jena, G. Fischer, 535–1055.
- Wilson J.L. (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin; Heidelberg; N. Y., Springer, 471 p.
- Zeisler V.M. (2009) *Fundamentals of Facial Analysis*. Moscow, KDU Publ., 147 p. (In Russ.)
- Zharkov M.A., Murdmaa I.O., Filatova N.I. (1998) Paleogeography of the Coniacian-Maastrichtian Ages of the Late Cretaceous. *Stratigr. Geol. Correl.*, **6**(3) 209–221 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(3), 3–16).
- Zhemchugova V.A. (2014) *Reservoir sedimentology of carbonate sediments*. Moscow, EAGE Geomodel Publ., 232 p. (In Russ.)