

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«Санкт-Петербургский государственный университет»

На правах рукописи



Дубкова Ксения Андреевна

**Меловые и палеогеновые отложения Юго-Западного Крыма: состав, строение и условия
формирования**

Специальность 1.6.5 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: д. г.-м. н.

Шишлов Сергей Борисович

Санкт-Петербург – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ.....	2
ВВЕДЕНИЕ	3
1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА	7
1.1. Нижний мел	7
1.2. Верхний мел.....	12
1.3. Палеоген	18
2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ	23
3. ВЕРХНИЙ БЕРРИАС – НИЖНИЙ ГОТЕРИВ	30
3.1. Литологические комплексы пород и их генетическая интерпретация	30
3.2. Региональные циклы седиментации.....	46
3.3. Палеогеография	51
3.4. Выводы по разделу.....	58
4. ВЕРХНИЙ СЕНОМАН – НИЖНИЙ ТУРОН	60
4.1. Литологические комплексы пород и их генетическая интерпретация	60
4.2. Региональные циклы седиментации.....	67
4.3. Палеогеография	70
4.4. Выводы по разделу.....	73
5. ИПР – НИЖНИЙ ЛЮТЕТ.....	75
5.1. Литологические комплексы пород и их генетическая интерпретация	75
5.2. Региональный цикл седиментации	84
5.3. Палеогеография	87
5.4. Выводы по разделу.....	89
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	90
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	92

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

История изучения меловых и палеогеновых отложений Крыма насчитывает более 200 лет, в течение которых основное внимание исследователей было сосредоточено на проблемах палеонтологии и стратиграфии. В то же время представления об особенностях состава, строения и условиях формирования этого стратиграфического интервала зачастую не соответствуют современному уровню развития литологии и седиментологии. Для достижения прогресса в этом направлении необходима обработка собранных при изучении разрезов уже имеющихся и новых материалов с использованием современных методов петрографии осадочных пород, фациального анализа, цикло- и секвенс-стратиграфии, формациологии. Они позволяют детализировать корреляцию разрезов, идентифицировать изохронные уровни, выявить особенности пространственно-временных изменений пород, уточнить границы и объемы местных и региональных стратонов, создать седиментологические модели и палеогеографические схемы. Результаты таких исследований имеют существенное значение для развития фундаментальных знаний о геологической истории Крымско-Кавказского региона.

В прикладном плане актуальность работы связана с необходимостью совершенствования легенд Государственных геологических карт масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000, а также с возросшим интересом к нефтегазовому потенциалу мезо-кайнозойского чехла акватории Черного моря и необходимостью выполнения научно обоснованного прогноза скоплений углеводородов на закрытых территориях.

Цель и задачи

Цель работы – выявление особенностей состава и строения разрезов мела – палеогена Юго-Западного Крыма и сопредельных территорий, реконструкция обстановок осадконакопления и уточнение геологической истории региона.

Для этого решены следующие задачи:

1) Обобщение материалов о стратиграфии, составе, строении, условиях формирования мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма. Выбор стратиграфических интервалов, наиболее перспективных для фациального анализа и палеогеографических реконструкций (хорошая обнаженность, существенная пространственно-временная изменчивость).

2) Выделение, описание и генетическая интерпретация литологических комплексов пород, образующих выбранные стратиграфические интервалы.

3) Анализ вертикальных и латеральных взаимоотношений литологических комплексов пород, выявление следов региональных циклов седиментации, определение границ и системных трактов осадочных секвенций, уточнение на этой основе корреляции разрезов.

4) Разработка моделей обстановок формирования отложений и составление палеогеографических схем, отражающих особенности эволюции крымского палеобассейна.

Фактический материал

В основу работы положены материалы, собранные автором в 2015–2022 гг. при детальном изучении обнажений Юго-Западного Крыма. Кроме того, исследованы разрезы Центрального Крыма. Для определения направления выдвижения речной дельты в валанжине (мазанская свита) выполнено 234 замера азимутов падения косых слойков в песчаниках, построены розы-диаграммы. Структурно-вещественные характеристики пород уточнены при петрографическом описании и фотографировании около 250 шлифов. Дополнительно 6 прозрачно-полированных шлифов карбонатных пород были исследованы на растровом электронном микроскопе с использованием микрозонда и окрашены раствором ализарина красного. Для смешанных терригенно-карбонатных пород установлены значения общей и эффективной пористости, соотношения силикатной и карбонатной составляющих методом компьютерной микротомографии (25 образцов), определены количество и гранулометрический состав нерастворимого остатка (44 образца). При уточнении корреляции разрезов верхнего берриаса – валанжина методом Sr-изотопной стратиграфии (SIS) использованы результаты геохимического изучения 4 образцов.

Научная новизна

Уточнены представления об особенностях состава, строения и условиях формирования верхнего берриаса – нижнего готерива, пограничного сеноман-туронского интервала и ипра – лютета. Впервые выявлены следы региональных циклов седиментации и построены кривые колебания уровня моря. Дополнительно обоснованы и детализированы реконструкции обстановок осадконакопления. Рассмотрены изменения конфигурации палеобассейнов и основные источники терригенного материала, эволюция палеогеографической ситуации.

Практическая значимость

Результаты исследования представляют интерес для совершенствования региональных стратиграфических схем, уточнения легенд государственных геологических карт, а также для повышения качества геологической интерпретации сейсмических данных и результатов геофизических исследований скважин при поисках углеводородов в Крыму и на прилегающих шельфах. Предложенные модели обстановок седиментации и палеогеографические схемы могут быть использованы при создании моделей нефтегазоносных систем в меловых и палеогеновых отложениях и минимизации рисков при постановке бурения.

Защищаемые положения:

1. Отложения верхнего берриаса – нижнего готерива формировались в морском бассейне, ограниченном на юго-западе «Таврической», а на северо-востоке – «Скифской» сушей. На трансгрессивных фазах седиментации накапливались преимущественно карбонатные отложения, а на регрессивных – терригенные, из материала, поступавшего преимущественно с возвышенной «Таврической» суши.

2. Пограничный сеноман-туронский интервал формировался в мелководном эпиконтинентальном бассейне, глубина которого увеличивалась к юго-востоку. Образование мергелей и глин, в том числе обогащенных органическим веществом, происходило на фоне эвстатического подъема уровня моря, в обстановках дальнего шельфа ниже базиса волнений. Высокое содержание терригенной примеси в этих осадках связано с растворением карбонатного микрита продуктами разложения органического вещества.

3. Отложения ипра и лютета накапливались при повышении относительного уровня моря, которое во второй половине ипрского века привело к полному затоплению «Симферопольской» суши. Постепенное сокращение количества терригенного материала, поступавшего в море, и рост биопродуктивности крупных бентосных фораминифер привели к увеличению площади нуммулитовой отмели.

Личный вклад автора

Автор участвовал в полевых работах в 2015–2022 гг., в ходе которых были описаны и изучены представительные обнажения нижнего мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма, отобраны образцы на различные виды лабораторных исследований. Лично автором выполнена пробоподготовка, описание и фотографирование шлифов, обработка полученных полевых и лабораторных данных, выделены литологические комплексы пород, составлены их характеристики и предложены реконструкции условий формирования. По результатам анализа региональной цикличности осадконакопления автором уточнены и детализированы корреляции разрезов верхнего берриаса – нижнего готерива, верхнего сеномана – нижнего турона и ипра – лютета, составлены литологические профили, разработаны седиментологические модели и палеогеографические схемы.

Апробация работы и публикации

Основные результаты исследования докладывались и обсуждались на всероссийских и международных конференциях. В их числе: X Международное совещание по литологии «Литогенез и минералогия осадочных комплексов докембрия и фанерозоя» (Воронеж, 2023); 2-я Всероссийская школа студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии «Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия» (Екатеринбург, 2016); IX Всероссийское литологическое совещание «Литология осадочных комплексов Евразии и

шельфовых областей» (Казань, 2019); Восьмое Всероссийское совещание «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (Симферополь, 2016); V Всероссийская конференция «Полевые практики в системе Высшего образования» (Республика Крым, 2017); Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2021 (Казань, 2021); Всероссийская конференция по естественным и гуманитарным наукам «Наука СПбГУ – 2020» (Санкт-Петербург, 2020); Международная конференция по естественным и гуманитарным наукам «Science SPbU – 2020» (Санкт-Петербург, 2020); XXVIII Молодежная научная конференция памяти К. О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (Санкт-Петербург, 2017); XXIX Молодежная научная школа-конференция, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (Петрозаводск, 2018); Всероссийская научно-практическая молодежная конференция «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, 2016); Всероссийская молодежная научно-практическая конференция и XVI конференция студенческого научного общества «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, 2018); II Всероссийский научный форум «Наука будущего – наука молодых» (Казань, 2016).

Всего по теме диссертации опубликовано 19 работ, из них 4 статьи в рецензируемых журналах, рекомендуемых ВАК и входящих в международную систему научного цитирования Scopus.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю, д. г.-м. н. С. Б. Шишлову за постановку интересной и сложной темы, постоянную поддержку и участие в сборе материала. Огромная благодарность к. г.-м. н. И. Ю. Бугровой (СПбГУ), д. г.-м. н. Э. М. Бугровой (ВСЕГЕИ) и д. г.-м. н. Е. Ю. Закревской (ГТМ РАН) за помощь в определении фауны, ценные рекомендации и советы, д. г.-м. н., чл.-корр. РАН А. Б. Кузнецову (ИГГД РАН) за предоставленные результаты изучения изотопного состава стронция, определения количества и гранулометрического состава нерастворимого остатка.

Автор признателен к. г.-м. н. П. В. Федорову за консультации при изучении карбонатных пород в шлифах, д. г.-м. н. В. В. Аркадьеву (СПбГУ) и к. г.-м. н. Ф. А. Триколиди (ВСЕГЕИ) за дополнительную информацию и замечания, д. г.-м. н. Г. С. Бискэ (СПбГУ) за обсуждение геотектонической ситуации, сложившейся в раннемеловом крымском бассейне, И. А. Клишевич и К. А. Волину (СПбГУ) за поддержку первых шагов в изучении Крыма, сотрудникам ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ за изготовление шлифов и определение соотношений силикатной и карбонатной составляющих, а также пористости образцов методом компьютерной микротомографии.

1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

1.1. Нижний мел

Первой фундаментальной сводкой, посвященной нижнему мелу Крыма, стала монография Н. И. Каракаша [Каракаш, 1907]. В дальнейшем проблемы стратиграфии этого интервала рассматривали Г. А. Лычагин [Лычагин, 1969], М. В. Муратов [Муратов, 1960], Е. Ю. Барабошкин [Барабошкин, 1997а; Барабошкин, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Baraboshkin, Mikhailova, 2000; Смирнова, Барабошкин, 2004; Барабошкин и др., 2016], Т. Н. Горбачик [Горбачик и др., 1975], В. В. Друщиц [Друщиц, 1960; Друщиц, 1964], Б. Т. Янин [Янин, 1997].

В 1984 г. была опубликована Региональная стратиграфическая схема меловых отложений северо-западных побережий и шельфа Черного моря [Астахова и др., 1984]. В ней приведены характеристики местных стратонов, сопоставленных по фауне с ярусами и подъярусами Общей стратиграфической шкалы, но горизонты для нижнего мела не выделены. Стратиграфическую схему нижнемеловых отложений для Юго-Западного Крыма доработал Б. Т. Янин [Янин, 1997], а В. В. Аркадьев предложил новую схему стратиграфического расчленения берриаса Горного Крыма [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012].

В соответствии со схемой структурно-фациального районирования (рис. 1.1) в пределах рассматриваемой территории установлены Центрально-Крымская, Альминская и Предгорная структурно-фациальные зоны. Последняя включает Байдарскую, Бельбекскую, Качинскую, Битакскую, Бештерек-Бурульчинскую и Белогорско-Старокрымскую подзоны [Государственная..., 2019]. Стратиграфическая схема нижнего мела Крыма, учитывающая современные данные о возрасте отложений, приведена на рисунке 1.2.

Соотношение количества толщ и свит нижнего мела (рис. 1.2) согласно опубликованным материалам [Астахова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993; Янин, 1997; Іванік и др., 2013; Государственная..., 2019] составляет 21:30, что свидетельствует о недостаточном уровне обоснования местных стратонов, связанном со слабой изученностью литологических особенностей разрезов.

Последние детальные палеогеографические реконструкции выполнены в 60-х годах прошлого столетия [Муратов, 1960; Лычагин, 1969] и не учитывают новые данные о возрасте отложений (рис. 1.3, 1.4). Более современные схемы [например, Барабошкин, 2005; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a] мелкомасштабные построены для всего Крымско-Кавказского региона или Восточно-Европейской платформы (рис. 1.5.). Из этого следует, что в настоящее время не разработана основа для стратиграфического районирования Юго-Западного Крыма.

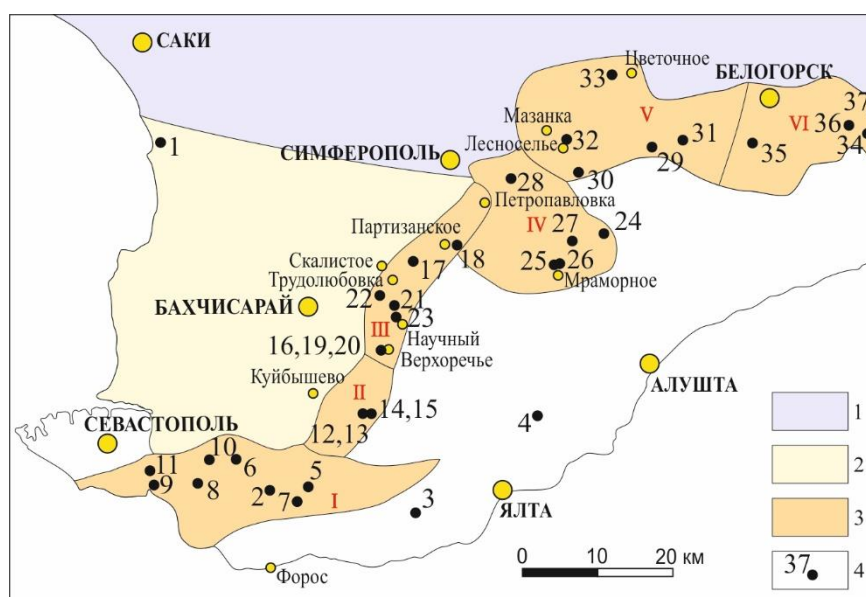


Рис. 1.1. Схема структурно-фациального районирования нижнего мела [по Государственная..., 2019, с изменениями]

1 – Центральнo-Крымская структурно-фациальная зона (СФЗ), 2 – Альминская СФЗ; 3 – Предгорная СФЗ (I – Байдарская структурно-фациальная подзона (СФЗП), II – Бельбекская СФЗП, III – Качинская СФЗП, IV – Битакская СФЗП, V – Бештерек-Бурульчинская СФЗП, VI – Белогорско-Старокрымская СФЗП); 4 – стратотипы и опорные разрезы: 1 – рылеевская свита, елизаветовская и евпаторийская толщи нерасчлененные (скв. Николаевская-1), 2 – байдарская свита, 3 – беденекырская свита (г. Беденекыр), 4 – беденекырская свита (г. Басман-Кермен), 5 – свита бечку, 6 – кучкинская свита, 7 – новобобровская свита, 8 – ширококовская толща, 9 – балаклавская толща, 10 – чоргуньская толща, 11 – канаринская толща, 12 – бельбекская толща, 13 – албатская толща, 14 – каратыхская свита, 15 – голубинская толща, 16 – резанская свита, 17 – карагачская свита, 18 – саблинская толща, 19 – верхореченская толща, 20 – биасалинская свита, 21 – мангушская толща, 22 – шаринская толща, 23 – сельбухринская свита, 24 – беденекырская свита (г. Коль-Баир), 25 – таскоринская толща, 26 – биюк-янкoйская толща, 27 – салгирская толща, 28 – мамакская толща, 29 – межгорьевская толща, 30 – соловьевская толща, 31 – зеленогорская толща, 32 – мазанская свита, 33 – куничская толща, 34 – горлинская толща, 35 – тайганская толща, 36 – богатовская толща, 37 – мелиховская толща.

В такой ситуации представляется целесообразным дальнейшую работу по совершенствованию стратиграфического расчленения отложений нижнего мела проводить на основе тщательного исследования состава и строения разрезов, используя полученные результаты при реконструкции обстановок осадконакопления и составлении детальных палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени.

Наиболее перспективным для палеогеографических реконструкций является верхнеберриаско – нижнеготеривский интервал, который отличается хорошей обнаженностью, полнотой разрезов и существенной латеральной изменчивостью. Кроме того, для этого уровня Е. Ю. Барабошкиным выполнено описание наиболее представительных обнажений и ревизия найденных в них аммонитов, установлены зональные подразделения и существенно пересмотрена биостратиграфическая схема [Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Baraboshkin, Mikhailova, 2000; Смирнова, Барабошкин, 2004].

ОСШ			Центрально-Крымская СФЗ	Альминская СФЗ	Предгорная СФЗ								Индольская СФЗ
Система	Отдел	Ярус			Польярус	Байдарская СФЗПЗ	Бельбекская СФЗПЗ	Качинская СФЗПЗ	Битакская СФЗПЗ	Бештерек-Бурульчинская СФЗПЗ	Белогорско-Старокрымская СФЗПЗ		
МЕЛОВАЯ	Альбский	Верхний	Краснополянская свита <i>Мергели, известняки (до 300 м)</i>	Рылеевская свита, елизаветовская и сваторийская толщи нерасчлененные Аргиллиты, алевролиты, кремнистые породы (до 400 м)	Канаринская толща <i>Песчаники, алевролиты и глины, с прослоями туфов и туфитов (до 200 м)</i>	Сельбухринская свита <i>Песчаники кварцевые, глауконитовые известковые (0–20 м), у кровли – песчаники граувакковые (до 5 м)</i>	Шаринская толща <i>Известняки детритовые (до 1 м)</i>	Мангушская толща <i>Песчаники, конгломераты, глины (до 10 м)</i>	Мамакская толща <i>В нижней части глины, выше песчаники кварцевые с прослоями гли (до 300 м)</i>	Мелиховская толща <i>Глины известковистые, с прослоями известняков, песков, мергелей (до 100 м)</i>	Индольская толща <i>Глины с прослоями песчаников (до 200 м)</i>	Курская толща <i>Глины с конкрециями сидеритов (до 200 м)</i>	Глинистая толща <i>Глины с линзами алевролитов. У основания – песчаники и конгломераты (до 600 м)</i>
			Ковыльненская свита <i>Аргиллиты известковые, с прослоями вулканомиктовых песчаников (до 350 м)</i>										
		Средний	Елизаветовская толща <i>Внизу аргиллиты, выше туфы, в верхней части – аргиллиты с линзами вулканомиктового материала (до 190 м)</i>		Чоргунская толща <i>Песчаники полимиктовые, в нижней части – гравелиты и конгломераты (до 250 м)</i>				Салгирская толща <i>Глины с прослоями песчаников, гравелитов и известняков (до 300 м)</i>				
			Рылеевская свита <i>Аргиллиты, алевролиты (до 170 м)</i>										
		Нижний	Каптановская свита <i>Аргиллиты, алевролиты (до 200 м)</i>		Балаклавская толща <i>Глины аргиллитоподобные с многочисленными конкрециями сидеритов (до 100 м)</i>		Бисалинская свита <i>Глины с прослоями сидерита и растительными остатками (до 100 м)</i>	Ангарская толща <i>Глины с конкрециями сидеритов, в верхней части – с прослоями алевролитов и песчаников (до 300 м)</i>	Тайганская толща <i>В нижней части глины серые с прослоями сидеритов, в верхней – глины пестроцветные (до 500 м)</i>				
			Донузлавская свита <i>Песчаники кварцевые, алевролиты, аргиллиты (до 200 м)</i>										
	Аптецкий	Верхний	Калининская свита <i>Песчаники кварц-полевошпатовые, иногда красноцветные, алевролиты, конгломераты (до 90 м)</i>		Широковская толща <i>Глины с прослоями сидеритов, известняков, алевролитов, песчаников (до 400 м)</i>	Верхореченская свита <i>Известняки цефалоподовые с ооидами гидрогетита (до 2 м)</i>	Малосалгирская толща <i>Конгломераты и гравелиты с прослоями гли (до 100 м)</i>	Бинок-якойская толща <i>Глины бурые известковистые, с прослоями песчаников (до 45 м)</i>	Куническая толща <i>Глины и алевролиты известковистые с прослоями песчаников (более 60 м)</i>	Топольевская толща <i>Глины песчаные с конкрециями сидерита, у основания – конгломераты (до 500 м)</i>	Богатовская толща <i>Крупнооблачные конгломераты, гравелиты, песчаники, глины (до 250 м)</i>		
		Средний			Голубинская толща <i>Глины известковые (до 20 м)</i>		Резанская свита <i>Песчаники и известняки, алевролиты (до 100 м)</i>	Карагачская свита <i>Коралловые известняки, песчаники (до 10 м)</i>	Мазанская свита <i>Песчаники, конгломераты, алевролиты, глины (до 300 м)</i>	Зеленогорская толща <i>Песчаники, глины, конгломераты, известняки (до 40 м)</i>	Соловьевская толща <i>Известняки с коралловыми и губковыми биогермами, глины, алевролиты (до 50 м)</i>	Межгорьевская толща <i>Глины с прослоями песчаников и алевролитов, известняков (до 180 м)</i>	
		Нижний			Новобобровская толща <i>Глины известковистые с прослоями онколитовых известняков, у кровли – песчаников (до 250 м)</i>	Каратлхская свита <i>Конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки (до 10 м)</i>	Албатская толща <i>Конгломераты (до 70 м)</i>	Таскоринская толща <i>Глины и алевролиты с губковыми биогермами (до 50 м)</i>	Байдарская свита (J–K ₁) <i>Известняки брекчиевидные (до 900 м)</i>	Беденекырская свита (J–K ₁) <i>Глинистые известняки с прослоями алевролитов (до 800 м)</i>	Белогорская свита (J–K ₁) <i>Известняки, мергели, алевролиты (до 250 м)</i>	Бельбекская толща <i>Конгломераты с линзами песчаников в верхней части (до 40 м)</i>	Байдарская свита (J–K ₁) <i>Известняки брекчиевидные (до 900 м)</i>
	Берриаский	Верхний			Кучкинская свита <i>Известняки с коралловыми и губковыми биогермами, алевролиты (до 100 м)</i>	Свита бечку <i>Песчаники, алевролиты, известняки (до 50 м)</i>	Байдарская свита (J–K ₁) <i>Известняки брекчиевидные (до 900 м)</i>	Бельбекская свита (J–K ₁) <i>Известняки, мергели, алевролиты (до 250 м)</i>	Байдарская свита (J–K ₁) <i>Известняки брекчиевидные (до 900 м)</i>	Бельбекская свита (J–K ₁) <i>Известняки, мергели, алевролиты (до 250 м)</i>	Байдарская свита (J–K ₁) <i>Известняки брекчиевидные (до 900 м)</i>	Бельбекская свита (J–K ₁) <i>Известняки, мергели, алевролиты (до 250 м)</i>	Байдарская свита (J–K ₁) <i>Известняки брекчиевидные (до 900 м)</i>



Рис. 1.2. Стратиграфическая схема нижнего мела. Составлена по [Астахова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993; Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Янин, 1997; Baraboshkin, Mikhailova, 2000; Смирнова, Барабошкин, 2004; Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012; Іванік и др., 2013; Тузяк, 2013; Барабошкин, 2016; Барабошкин и др., 2016; Шишлов и др., 2020; Дубкова и др., 2022б]. 1 – несогласие, 2 – стратиграфический перерыв.

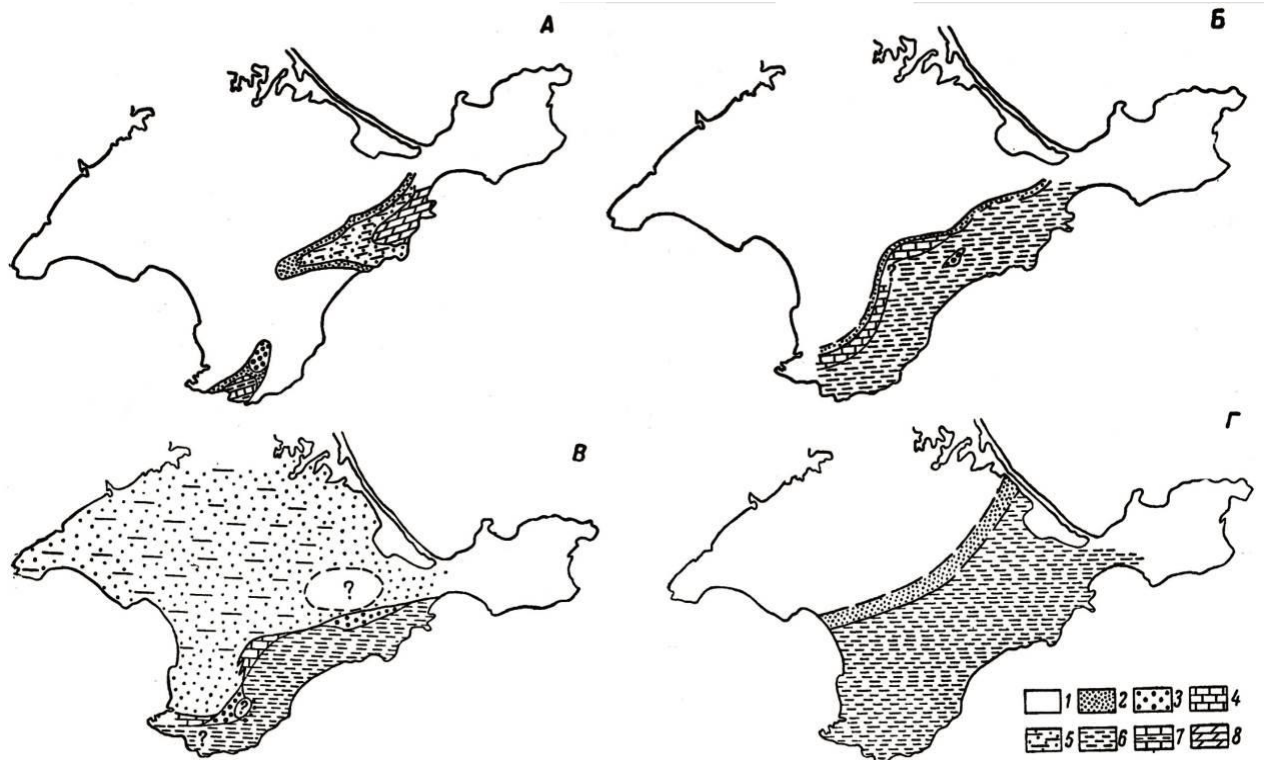


Рис. 1.3. Схемы реконструкции фаций нижнемеловых отложений. Составил В. М. Цейслер [Муратов, 1960]
А – нижний валанжин, Б – средний и верхний валанжин, В – готерив, Г – верхний баррем и апт. 1 – суша, 2 – пески и песчаники, 3 – конгломераты, 4 – известняки и песчаники, 5 – переслаивания песчаников и глин, 6 – глины, 7 – известняки с прослоями глин, 8 – мергели.

Вместе с тем, до настоящего времени дискуссионным остается вопрос о конфигурации бассейна осадконакопления позднего берриаса – раннего готерива и источнике сноса терригенного материала. С 1950-х гг. доминирует мнение о том, что в это время море открывалось на юг¹, а суша располагалась на севере (рис. 1.3) [Эристави, 1957; Муратов, 1960]. А. М. Никишин с соавторами считают, что в валанжине образовался 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 формировались на пологом плече прогиба, северная периферия которого представляла собой аллювиально-дельтовую равнину – область формирования мазанской свиты [Барабошкин, Янин, 1997; Горбенко, 2011]. Е. Ю. Барабошкин полагает, что южная суша, существовавшая еще в берриасе,

¹ Здесь и далее используются современные координаты.

в начале валанжина была эродирована, и основной снос терригенного материала осуществлялся с возвышенности Центрального Крыма [Барабошкин, 2005].

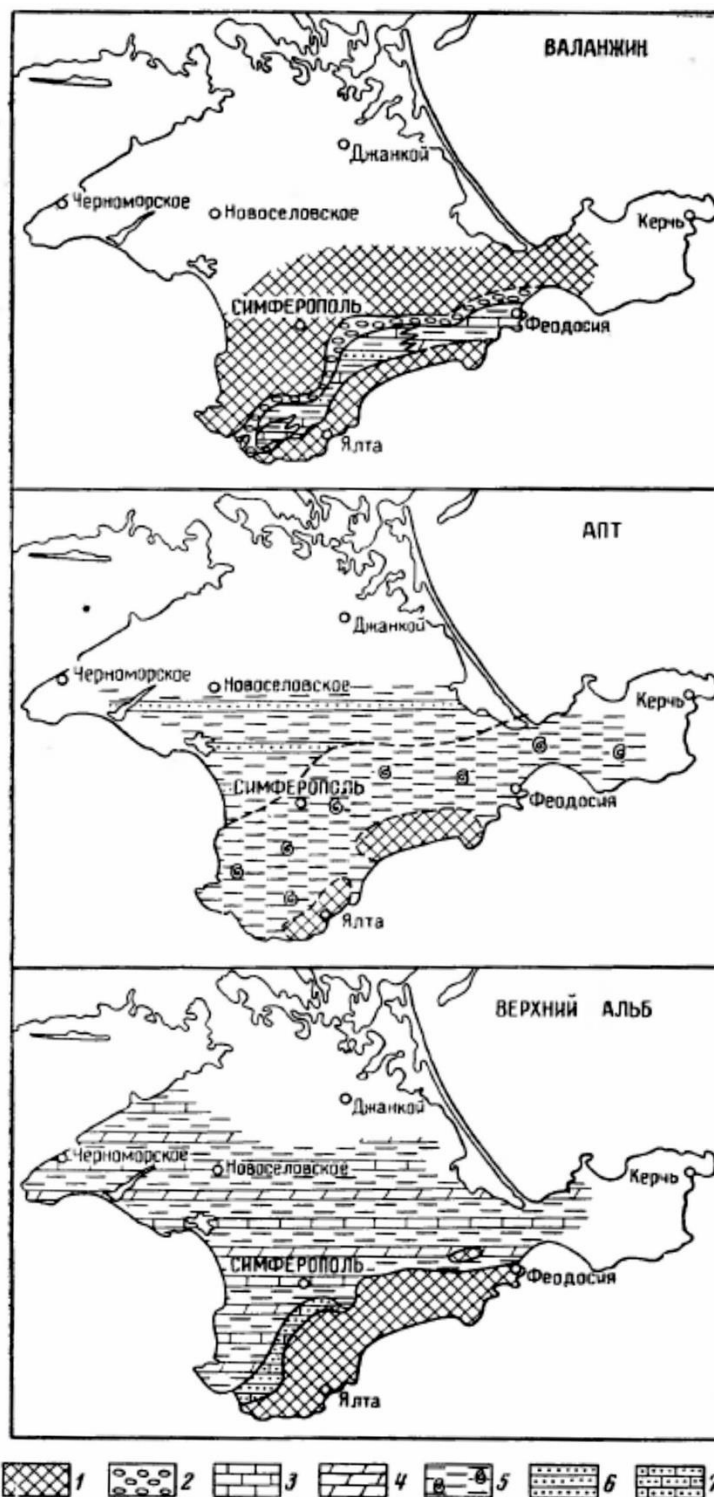


Рис. 1.4. Схематические карты распространения осадочных образований нижнего мела в Крыму. Составил Г. А. Лычагин [Лычагин, 1969]

1 – области размыва; 2 – конгломераты, глыбовые известняки, пуддинги; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – глины с конкрециями сидеритов; 6 – алевролиты; 7 – песчаники.

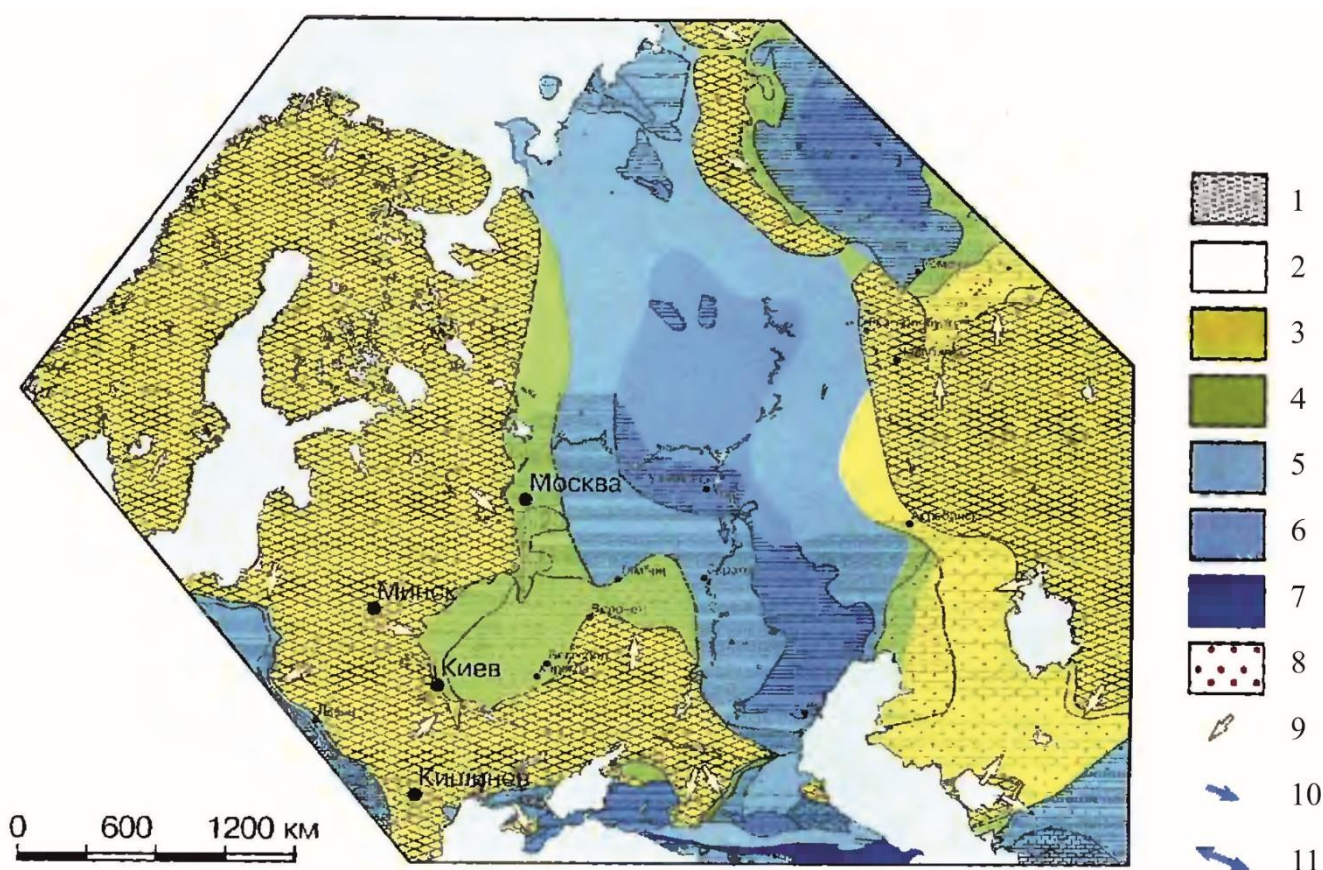


Рис. 1.5. Литолого-палеогеографическая схема нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Поздний готерив [Барабошкин, 2005]

1 – области денудации и постседиментационного размыва; 2 – области, предположительно находившиеся внутри контуров палеобассейна; 3–8 – обстановки осадконакопления: 3 – континентальные, 4 – лагунные и прибрежно-морские, 5 – мелководные, 6 – относительно глубоководные, 7 – глубоководные, 8 – области вулканогенного осадконакопления; 9 – направление сноса обломочного материала; 10 – направление придонных морских течений, установленное по ориентировке ростров белемнитов, косой слоистости, иероглифов и знаков ряби; 11 – направление волноприбойных движений.

Другие исследователи [Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969] считали, что основным поставщиком терригенного материала для раннемелового бассейна осадконакопления было расположенное на юге киммерийское сооружение Горного Крыма (рис. 1.4). Эти построения подтверждают исследования разрезов валанжина и готерива в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым), которые 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; Шишлов и др., 2020].

1.2. Верхний мел

Общие представления о стратиграфии верхнемеловых отложений Крыма сформулировали еще в 19 веке Дюбуа де Монпере, Ж. Ж. Гюо, Г. Ф. Романовский, А. А. Штукенберг,

Р. А. Прендель, К. О. Милашевич. Большой вклад в разработку стратиграфии внесли исследования Н. И. Каракаша, О. К. Ланге, Г. Ф. Мирчинка, Г. Ф. Вебера.

Первая стратиграфическая схема верхнего мела Горного Крыма опубликована Г. Ф. Вебером и В. С. Малышевой [Weber, Malychef, 1923]. Авторы выделили и дали палеонтологическую характеристику всех ярусов верхнего отдела меловой системы. Позднее изучением верхнемеловых отложений занимались М. В. Муратов [1960, 1973], Б. М. Келлер [1951], Н. И. Маслакова [1959, 1986], R. Marciniowski [1980], Д. П. Найдин [Найдин, Алексеев, 1980, 1981], В. М. Цейслер [Цейслер и др., 1999], А. С. Алексеев [Алексеев, 1989, Alekseev, Kopaevich, 1997; Алексеев и др., 1997, 2005a, 2005b, 2007], Л. Ф. Копаевич [Kopaevich, Walaszczyk, 1990; Копаевич, 1997, 2010; Kopaevich, Kuzmicheva, 2002; Kopaevich, Vishnevskaya, 2016 и др.], Р. Р. Габдуллин [Габдуллин, 2002, 2008; Габдуллин и др., 2004, 2007, 2015] и др. При этом следует отметить, что до настоящего времени для верхнего мела Крыма не установлены горизонты, т.е. не разработана полноценная региональная стратиграфическая схема.

Имеющиеся детальные палеогеографические схемы, предложенные в Геологии СССР [Маслакова, Волошина, 1969], не учитывают результаты исследований последних 50-ти лет (рис. 1.6). В то же время современные региональные мелкомасштабные реконструкции [Алексеев, 2005b; Барабошкин, 2005; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a] не отражают ландшафтную дифференциацию, существовавшую при формировании верхнего мела Крыма (рис. 1.7).

Рассматриваемая территория относится к Предгорной структурно-фациальной зоне (рис. 1.8), в пределах которой распространены белогорская, мендерская, прохладненская, кудринская, бешкошская и старосельская свиты (рис. 1.9) [Астахова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993]. А. С. Алексеев расчленил разрез верхнего мела Качинского поднятия на 24 пачки [Найдин, Алексеев, 1981; Алексеев, 1989].

В настоящей работе сделан упор на литолого-генетическом анализе пограничного сеноман-туронского интервала разреза верхнего мела, которому соответствует верхняя часть белогорской и нижняя часть мендерской свит. Этот стратиграфический уровень широко развит и хорошо обнажен на территории Юго-Западного Крыма, отличается заметной вертикальной и латеральной изменчивостью структурно-вещественных характеристик образующих его пород.

В обнажениях междуречья Кача и Бодрак на основании палеонтологических исследований показано, что границе сеноманского и туронского ярусов соответствует подошва пачки VII мендерской свиты [Копаевич, 1997; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Бадулина и др., 2009].

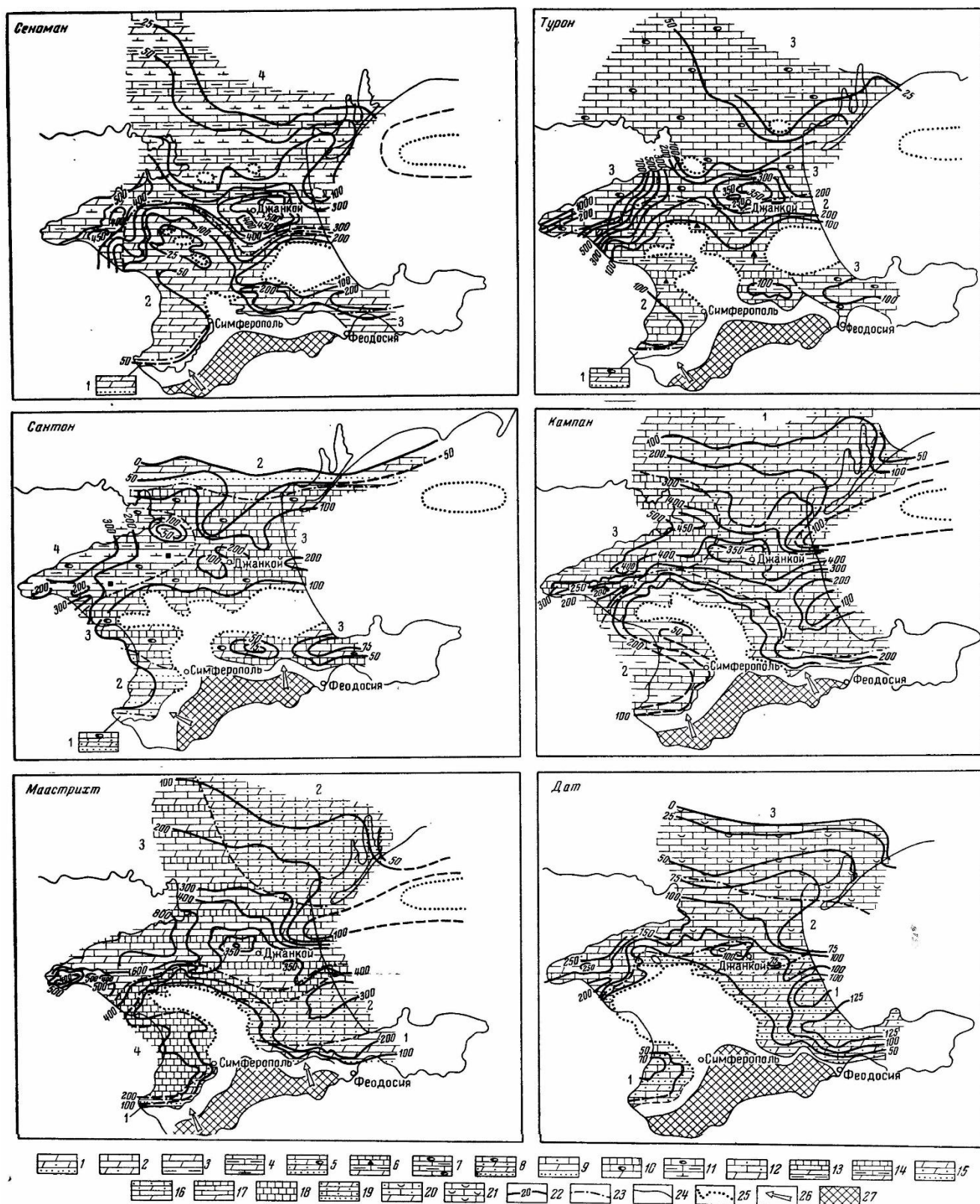


Рис. 1.6. Литолого-фациальные схемы верхнемеловых отложений Крыма. Составили А. Е. Каменецкий, Н. И. Маслакова, О. В. Снегирева [Маслакова, Волошина, 1969]

1 – мергели, мергели алевроитистые (>60 %), песчаники (>10 %); 2 – мергели, мергели алевроитистые (>60 %), песчаники (<10 %); 3 – мергели мелоподобные (>60 %), глины (<10 %); 4 – известняки, известняки глинистые (>60 %), мергели, глины известковистые; 5 – мергели, мергели песчанистые (60 %), известняки, песчаники, конгломераты, кремни; 6 – мергели, известняки окремненные, мел, в кровле глины (<5 %); 7 – известняки, известняки глинистые, алевроитистые, кремни; 8 – мергели песчанистые (60 %), известняки, песчаники, глины (<5 %), конгломераты, кремни; 9 – известняки песчанистые, песчаники, мергели; 10 – известняки мелоподобные, мел, мергели, кремни; 11 – известняки, глинистые известняки, глины (<5 %), пирит, кремни; 12 – известняки алевроитистые (>60 %), мергели; 13 – мергели, мергели мелоподобные (>60 %), известняки, глины (киловые >5 %);

14 – известняки, известняки глинистые (>60 %), мергели, мергели мелоподобные; 15 – мергели, мергели песчанистые (>60 %), песчаники; 16 – мергели песчанистые, известняки песчанистые; 17 – известняки (>60 %), мергели, мергели мелоподобные; 18 – мергели мелоподобные, мел; 19 – мергели песчанистые (>60 %), известняки мшанковые, криноидные, песчаники; 20 – известняки органогенно-детритусовые, алевритистые (>60 %), мергели; 21 – известняки органогенно-детритусовые; 22 – линии равных мощностей, 23 – границы молодых и четвертичных размывов (контур современного распространения), 24 – границы распространения литологических комплексов; 25 – границы древних размывов; 26 – направления сноса обломочного материала; 27 – предполагаемая суша.

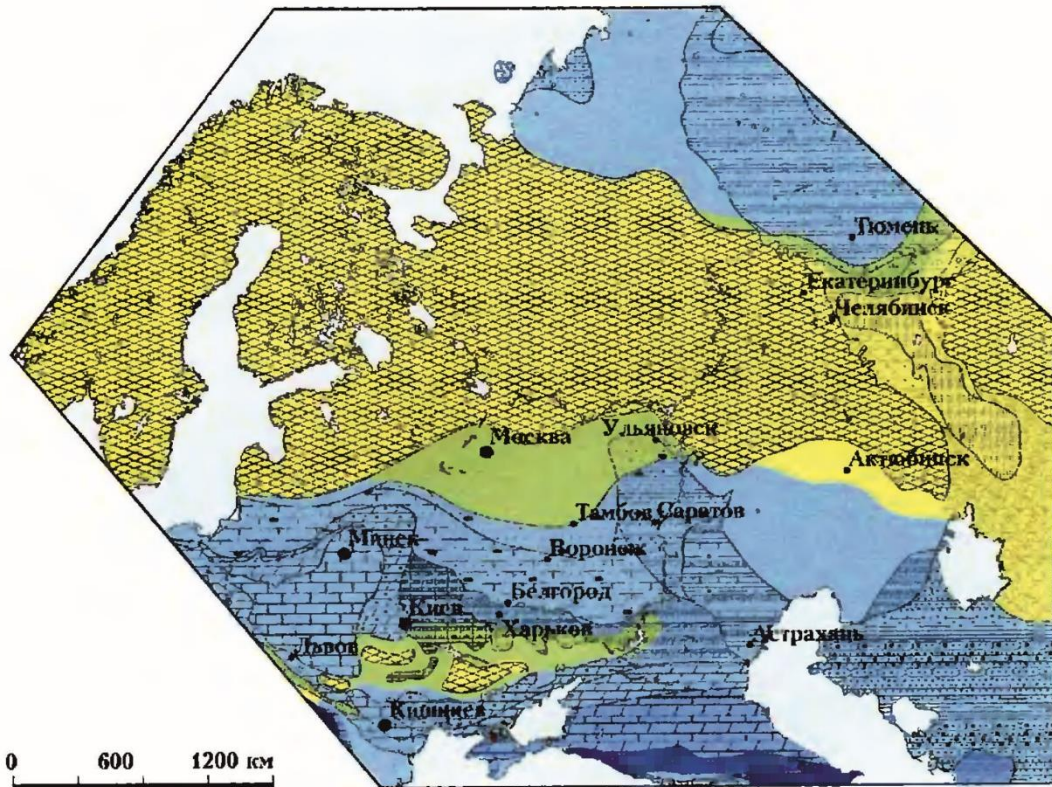


Рис. 1.7. Литолого-палеогеографическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Поздний сеноман [Барабошкин, 2005]. Условные обозначения см. на рис. 1.5

Особенностям состава, строения и условиям формирования пограничных отложений сеномана и турона посвящены многочисленные публикации [Найдин, 1993; Найдин, Кияшко, 1994; Копаевич, 1997; Котельников, Найдин, 1999; Кузьмичева, 2000; Алексеев, и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Бадулина и др., 2009; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022]. Интерес к этому стратиграфическому интервалу в значительной степени связан с присутствием в прикровельной части белогорской свиты (подпачка VI-3) «аксудеринских слоев», для которых характерны прослои черного и коричневого цвета, обогащенные органическим веществом (до 7–10 %), повышенная глинистость, примесь кварц-силикатных алевритовых и тонкопесчаных зерен, обедненный комплекс бентосных и планктонных фораминифер [Найдин, Кияшко, 1994; Kopaevich, Vishnevskaya, 2016]. Формирование этих отложений связывают с глобальным бескислородным океаническим событием (oceanic anoxic event) ОАЕ 2 [Алексеев и др., 2005а; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Левитан и др. 2010; Барабошкин и др., 2016; Гаврилов и др., 2022].

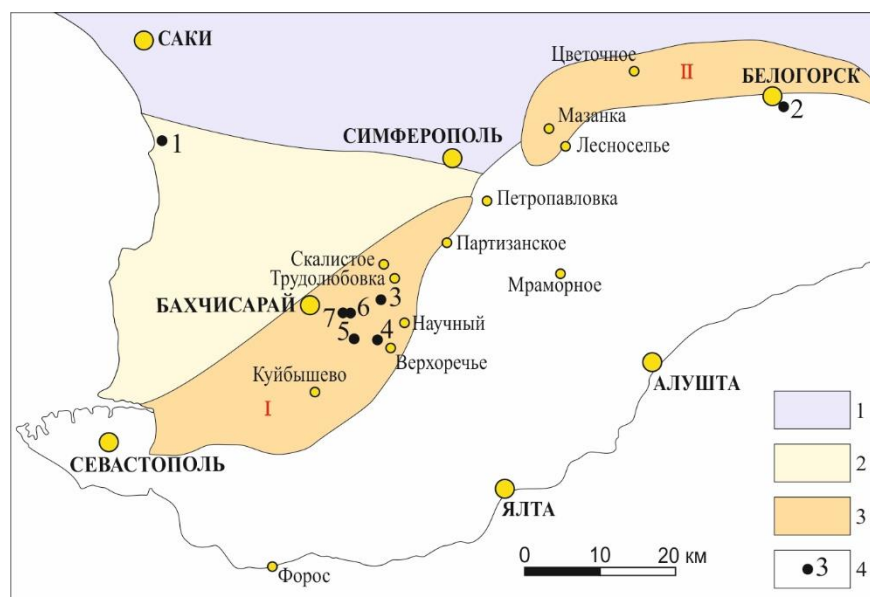


Рис. 1.8. Схема структурно-фациального районирования верхнего мела [по Государственная..., 2019, с изменениями]

1–2 – Скифская СФО: 1 – Центрально-Крымская СФЗ, 2 – Альминская СФЗ; 3–4 – Крымско-Кавказская СФО: 3 – Предгорная СФЗ (I – Западная СФЗ, II – Центральная СФЗ); 4 – стратотипы и опорные разрезы: 1 – мергелистая толща (с кв. Николаевская-1), 2 – белогорская свита, 3 – мендерская свита, 4 – прохладненская свита, 5 – кудринская свита, 6 – бешкошская свита, 7 – старосельская свита.

Ряд специалистов полагает, что в Крыму слои с повышенным содержанием органического вещества формировались на глубине около 500–700 м [Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2005а; Бадулина и др., 2009; Левитан и др., 2010]. Другие считают, что в это время существовал мелководный эпиконтинентальный бассейн с островами [Алексеев, Найдин, 1970], сложенными породами триаса–юры и нижнего мела. На рубеже сеномана и турона они исчезли, но подводный размыв на месте поднятий продолжался [Котельников, Найдин, 1999].

При этом предполагается, что глобальная трансгрессия позднего сеномана привела к общей гумидизации климата, в результате чего в бассейн в избытке поступали питательные вещества [Левитан и др., 2010]. Кроме того, повышение влажности и речного стока стало причиной распреснения приповерхностного слоя морской воды, что влекло за собой ослабление перемешивания и возникновение дефицита кислорода у дна [Найдин, 1993; Котельников, Найдин, 1999]. В эвфотической зоне высокие содержания CO_2 и питательных веществ повышали продуктивность планктона (основного продуцента осадочного материала), а застойные восстановительные условия у дна благоприятствовали сохранению органического вещества [Левитан и др., 2010], разложение которого приводило к снижению pH осадка и частичному растворению карбонатов [Габдуллин, 2002].

ОСШ						Центрально-Крымская СФЗ	Альминская СФЗ	Предгорная СФЗ			
Система	Отдел	Ярус						Западная СФЗ		Центральная СФЗ	
МЕЛОВАЯ	Верхний	Сантонский	Кампанский	В.	Джанкойская свита Мергели с прослоями глинистых известняков и кремнистых пород (до 400 м)	Мергелистая толща Мергели, известняки, алевролиты (до 1500 м)	Старосельская свита Известняки алевритистые и песчаные, окремненные (до 140 м)		Старосельская свита Известняки алевритистые и песчаные, окремненные (до 100 м)		
				Н.	Павловская толща Мергели и глинистые известняки с прослоями глин (до 170 м)		Бешкошская свита Известняки белые, с редкими прослоями известняков глинистых серых (до 120 м)		Бешкошская свита Известняки белые, с редкими прослоями известняков глинистых серых (до 100 м)		
				В.	Кольцовская толща Мергели и известняки глинистые с прослоями белых глин (до 120 м)		Кудринская свита Чередование известняков светло-серых и темно-серых глинистых, с прослоями глин (кила) и мергелей, в нижней части – конкреции кремней (до 100 м)		Кудринская свита Чередование известняков светло-серых и темно-серых глинистых, с прослоями глин (кила) и мергелей, в нижней части – конкреции кремней (до 80 м)		
				Н.	Наташинская свита Известняки со стилолитовыми швами и прослоями мергелей, глин и песчаников (до 200 м)		Прохладненская свита Известняки белые со стилолитовыми швами (до 40 м)		Прохладненская свита Известняки белые со стилолитовыми швами (до 40 м)		
	Туронский	С.	В.	Краснополянская свита Мергели с прослоями известняков (до 300 м)	Мендерская свита Известняки мелоподобные, в нижней части с прослоями известняков глинистых и мергелей, в верхней – с конкрециями кремней (до 60 м)		Мендерская свита Известняки мелоподобные, в нижней части с прослоями известняков глинистых и мергелей, в верхней – с конкрециями кремней (до 25 м)				
					Белогорская свита Чередование известняков светло-серых и темно-серых глинистых. У основания глауконитовые песчаники, известковые вверху глины (до 100 м)		Белогорская свита Чередование известняков светло-серых и темно-серых глинистых. У основания глауконитовые песчаники, вверху глины известковые (до 100 м)				
	Сеноманский	В.	Н.								

Рис. 1.9. Стратиграфическая схема верхнего мела. Составлена по [Астахова и др., 1984; Алексеев, 1989; Стратиграфические схемы..., 1993; Алексеев и др, 2007; Іванік и др., 2013; Барабошкин и др., 2016; Шишлов и др., 2020; Шишлов, Дубкова, 2021 и др.]. Условные обозначения см. на рис. 1.2.

Вместе с тем, авторы ряда публикаций считают, что увеличение в аксудеринских слоях терригенной составляющей связано с кратковременным регрессивным эпизодом на фоне общей трансгрессии, который привел к увеличению сноса обломочного материала с континента [Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина и др., 2009].

В этой работе предпринята попытка дополнительного обоснования седиментологической модели формирования пограничных сеноман-туронских отложений на основе выделения и генетической интерпретации литологических типов пород, анализа особенностей их пространственно-временных взаимоотношений в серии разрезов, детально скоррелированных по циклостратиграфическим критериям.

1.3. Палеоген

Стратиграфическое расчленение палеогена Крыма базируется на результатах изучения опорных разрезов в районе г. Бахчисарай [Муратов, Немков, 1960; Решение постоянной..., 1963; Путеводитель экскурсий..., 1971; Вялов, 1976, 1977; Шуцкая, 1970; Краева, 1972; Ярцева, 1973; Бугрова, 1988; Стратиграфия СССР, 1975; Стратиграфический словарь СССР, 1982], которые позволили принять для палеогена южной части СССР западноевропейскую ярусную шкалу [Постановления МСК..., 1983]. Б. Ф. Зернецким, С. А. Люльевой и Т. С. Рябоконе составлен список публикаций по палеогену Крыма [Зернецкий и др., 2003].

Впоследствии крымские «ярусы» были переведены в ранг горизонтов («региоярусов»), а их опорные разрезы получили статус стратотипов одноименных свит. Изменились только название и объем нижнего яруса, поскольку было выявлено, что вся толща песчаников и известняков у основания разреза относится к датскому ярусу, причисленному уже к палеогеновой системе, а стратотипом «инкерманского яруса» являлась только верхняя ее пачка. Толщу датского яруса стали рассматривать в качестве белокаменной свиты и считать ее типовой для нового белокаменского горизонта [Стратиграфическая схема..., 1987; Стратиграфические схемы..., 1993; Зернецкий и др., 2003, 2014; Рябоконе, 2015, 2016, 2017 и др.].

Сведения о палеогене Крыма постоянно дополнялись преимущественно биостратиграфическими данными, и в результате было разработано деление отложений на зоны по мелким фораминиферам [Бугрова, 1988; Практическое руководство..., 2005], нуммулотидам [Закревская, 1993, 2005] и наннопланктону [Лыгина и др., 2019]. Выполнены исследования литофаций, фациальных особенностей биоты и палеобиогеографические реконструкции [Астахова и др., 1984; Преображенский и др., 1998; Преображенский, Бугрова, 2002; Бугрова, 2002; Копачев и др., 2010; Лыгина и др., 2010; Бугрова и Бугрова, 2015; Бугрова, Табачникова,

2015]. Следует отметить, что опубликованные палеогеографические схемы [Афанасенков и др., 2007; Лыгина и др., 2010; Копаевич и др., 2010] базируются в основном на палеонтологических данных, а контуры обстановок осадконакопления (рис. 1.10, 1.11) противоречат принятой авторами модели седиментации [Копаевич и др., 2008].

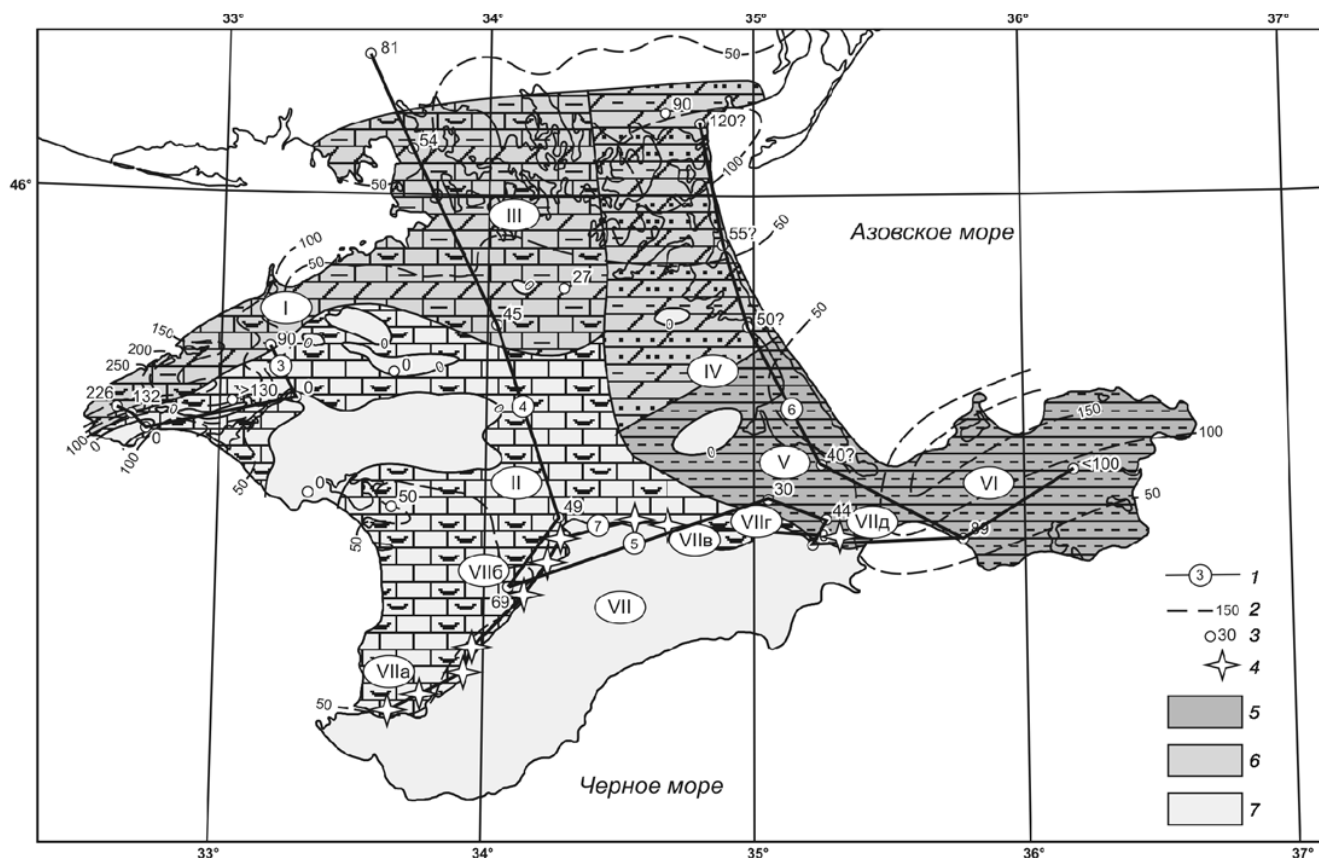


Рис. 1.10. Лито-фацциальная карта Крымского полуострова для ранне- и среднеэоценового времени (масштаб 1:2 000 000) [Лыгина и др., 2010]

Фациальные районы: I – Тарханкутский; II – Центральный; III – Сивашский; IV – Северо-Восточный; V – Индольский; VI – Керченский; VII – Горнокрымский и предгорья (VIIa – Юго-Западный, VIIб – Симферопольский, VIIв – Белогорский, VIIг – Курский, VIIд – Восточный). 1 – линия схемы сопоставления, в кружке указан номер рисунка со схемой; 2 – изопачиты, м; 3 – положение скважин, цифра – мощность ниже-среднеэоценовых отложений в скважине; 4 – положение разрезов в районе Предгорного Крыма; 5–7 – палеогеографические обстановки (5 — бассейн, 6 — глубоководный шельф, 7 — мелководный шельф).

В пределах рассматриваемой нами территории установлены Центрально-Крымская, Альминская и Моноклиальная СФЗ палеогена (рис. 1.12). В его нижней части (палеоцен-средний эоцен) выделено четыре региональных горизонта (рис. 1.13): белокаменский (даний – нижний зеландий), качинский (верхний зеландий – танет), бахчисарайский (нижний ипр) и симферопольский (верхний ипр – нижний лютет) [Стратиграфия СССР, 1975; Астахова и др., 1984; Бугрова, 1988; Стратиграфическая схема..., 1993; Зернецкий и др., 2003; Копаевич и др., 2010; Лыгина и др., 2010; Зернецкий и др., 2014; Бугрова и Бугрова, 2015; Рябоконт, 2015, 2016]. В Юго-Западном и Центральном районах полуострова они разделены несогласиями, литологически изменчивы, имеют непостоянные мощности (вплоть до полного выклинивания).

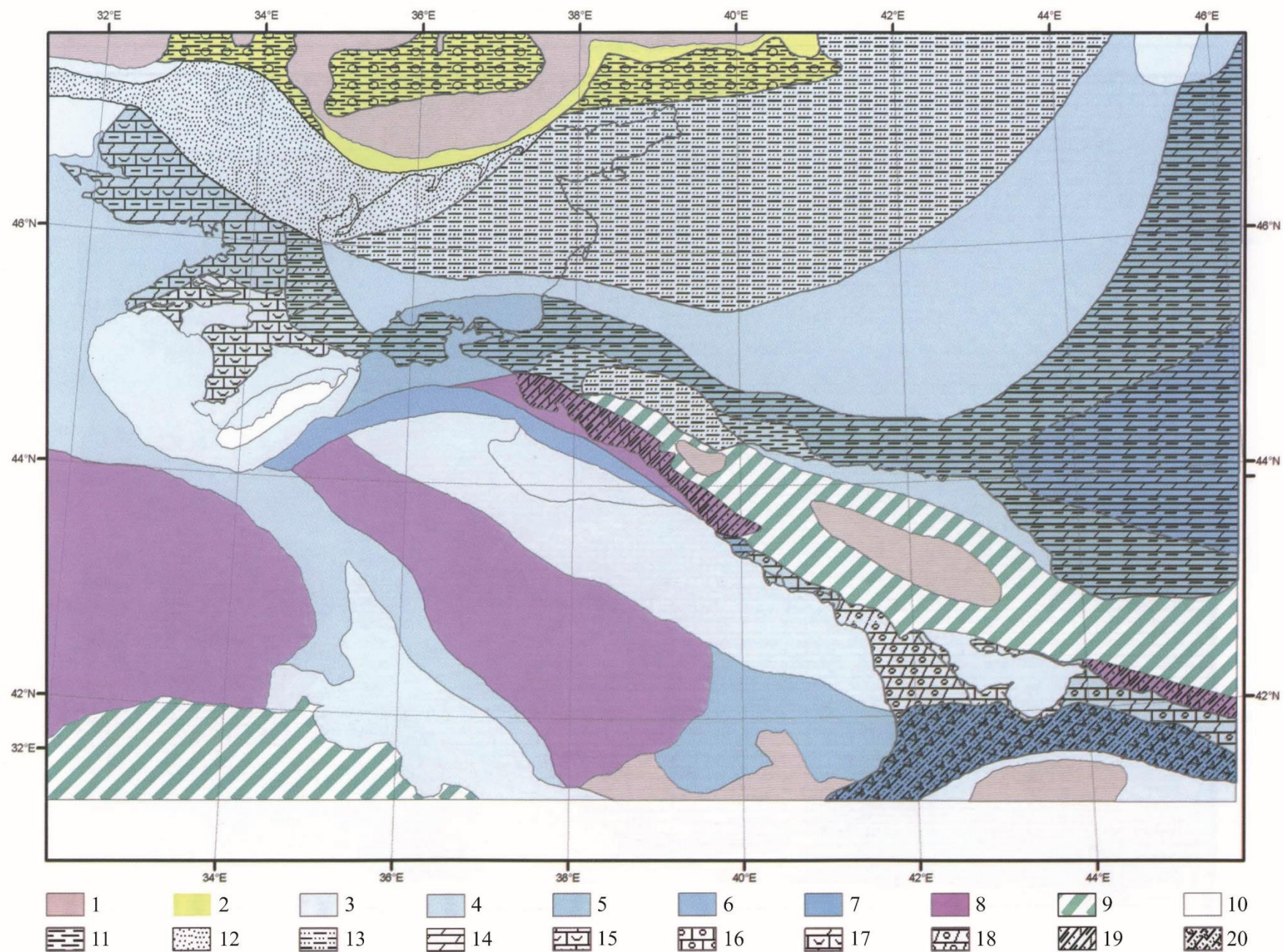


Рис. 1.11. Палеогеографическая карта Восточно-Черноморского региона для ипра (ранний эоцен). Составили Л. Ф. Копаевич и А. М. Никишин [Афанасенков и др., 2007].

1–9 – палеогеография: 1 – суша, равнина, 2 – алювиальная равнина, заливаемая морем, 3 – мелководный шельф, 4 – средний шельф, 5 – внешний шельф, 6 – внешний шельф глубокий, 7 – глубоководный трог, 8 – глубоководный трог, 9 – нет данных; 10–20 – литология: 10 – нет данных, 11 – глины, 12 – пески и песчаники, конгломераты, 13 – переслаивание песков и алевроитов, 14 – мергели, 15 – нуммулитовые известняки, 16 – твердые известняки с нуммулитами, 17 – нуммулитовые известняки, мергели и глинистые известняки, 18 – мергели и мергели с нуммулитами, 19 – терригенно-карбонатные турбидиты, 20 – терригенно-вулканогенные турбидиты.

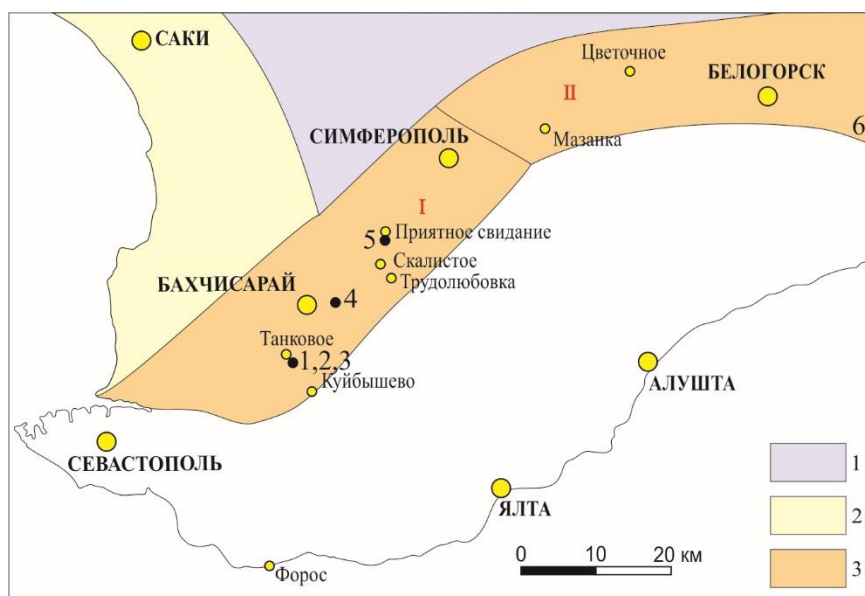


Рис. 1.12. Схема структурно-фациального районирования палеогенового этапа развития [Государственная ..., 2019]

1–2 – Скифская СФО: 1 – Центрально-Крымская СФЗ, 2 – Альминская СФЗ; 3 – Крымско-Кавказская СФО, Моноклиальная СФЗ (I – Западная СФЗ, II – Восточная СФЗ).

Латеральные изменения разрезов палеогена на территории Юго-Западного и Центрального Крыма обычно связывают с ростом Симферопольского поднятия, который происходил на фоне эвстатических колебаний уровня моря. Авторы монографии «Геологическое строение Качинского поднятия» [Воронина, 1989] считают, что эта структура сформировалась уже в дании и оставалась неизменной в течение палеогена и неогена. По мнению А. М. Никишина, рост Симферопольского поднятия начался в конце палеоцена и завершился перед накоплением нуммулитовых известняков в раннем эоцене (ипр). Эти тектонические движения синхронны главной фазе складчатости и надвигания в Понтидах на севере Турции [Никишин и др., 2009]. Л. Ф. Копаевич, Е. А. Лыгина и др., основываясь на анализе особенностей строения разрезов палеогена Крыма и реконструкции условий их формирования, пришли к заключению, что восходящие тектонические движения начались уже в конце датского века и завершились в конце раннего ипра [Копаевич и др., 2010; Лыгина и др., 2010].

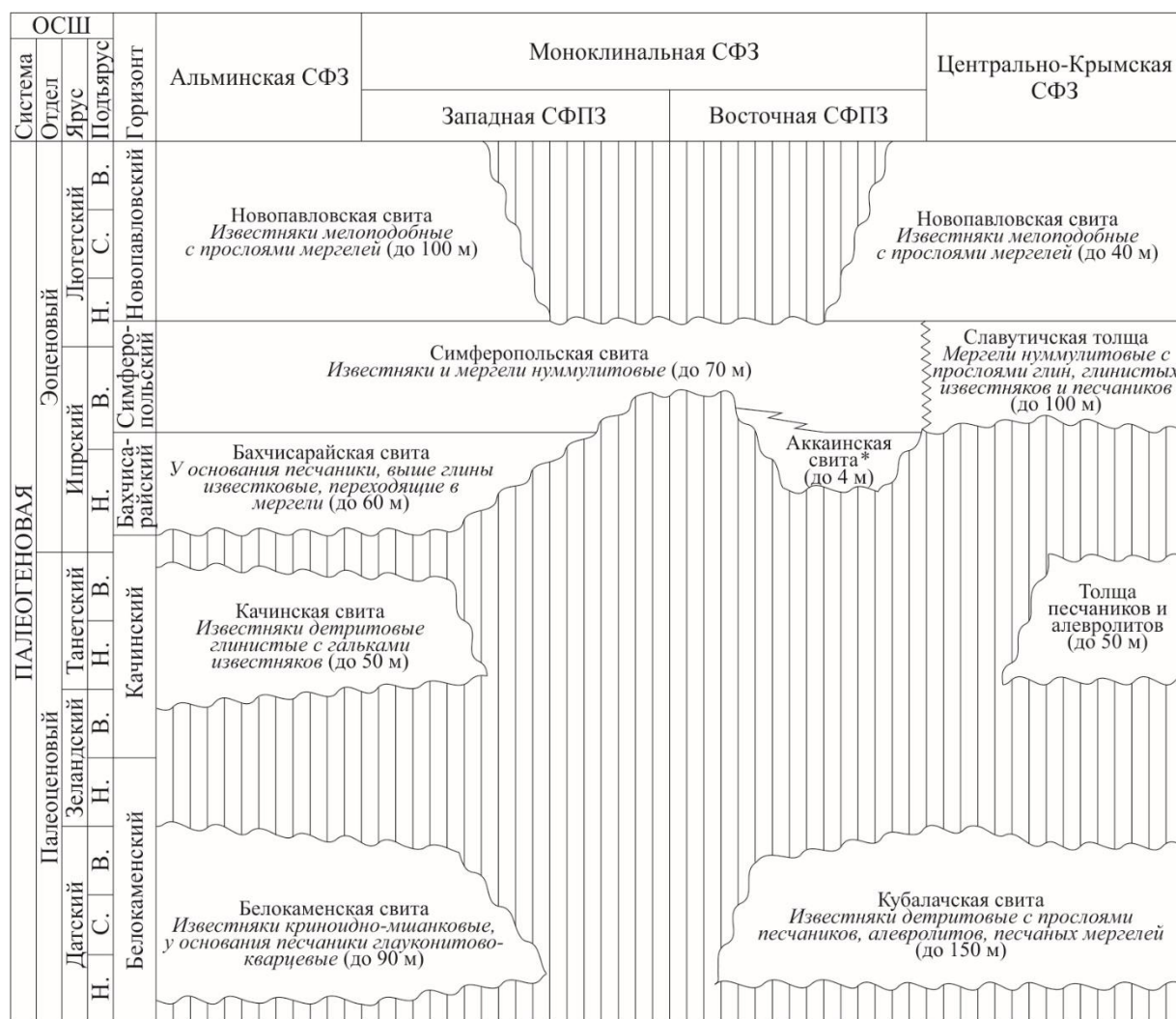


Рис. 1.13. Стратиграфическая схема палеоцена – эоцена, принятая в работе. Составлена по [Стратиграфия СССР, 1975; Астахова и др., 1984; Бугрова, 1988; Стратиграфические схемы..., 1993; Копасевич и др., 2010; Лыгина и др., 2010; Зернецкий и др., 2014, 2015; Бугрова и Бугрова, 2015; Рябоконт, 2015; 2016; Государственная ..., 2019]

*Аккаинская свита (выделена впервые, синоним «пачка известняков глауконитовых», Астахова и др., 1984), стратотип на г. Ак-Кая Белогорского района Крыма. У основания сложена глауконитовыми песчаниками, выше – карбонатными конгломератами.

В настоящей работе будет рассмотрен ипрско-лютетский интервал, который представляет существенный интерес для уточнения и детализации представлений о геологической истории региона благодаря его хорошей обнаженности, биостратиграфической изученности, существенной изменчивости стратиграфического объема, мощности и литолого-генетических особенностей образующих его пород.

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены материалы, собранные автором в 2015–2022 гг. при детальном изучении обнажений Юго-Западного и Центрального Крыма суммарной мощностью более 800 м. Их подробная характеристика приведена в публикациях [Дубкова и др., 2019; Шишлов, Дубкова, 2019; Шишлов и др., 2020; Шишлов, Дубкова, 2021; Дубкова и др., 2022а, 2022б].

Структурно-вещественные особенности пород уточнены при петрографических исследованиях около 250 шлифов. Их описание и фотографирование выполнено на микроскопе Leica DM4500 P с микропозиционным столиком (оборудование ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ). При этом установлено, что существенную роль в разрезах играют смешанные терригенно-карбонатные породы. С целью определения соотношений силикатной и карбонатной составляющих, а также общей и эффективной пористости, выполнена компьютерная микротомография 25 образцов на приборе ScyScan 1172 (ресурсный центр «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ) и определены количество и гранулометрический состав нерастворимого остатка в 44 образцах (лаборатория ИГГД РАН). Для 6 образцов карбонатных пород проведены микрорентгеноспектральные исследования прозрачно-полированных шлифов, включавшие сканирующую электронную микроскопию и микроанализ с использованием настольного растрового электронного микроскопа-микроанализатора Hitachi TM-3000 (ресурсный центр микроскопии и микроанализа Научного парка СПбГУ), а также окрашивание раствором ализарина красного.

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]. При их реализации 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].

Разрез мела – эоцена Юго-Западного и Центрального Крыма формировался в течение трех – раннемелового, позднемелового и палеогенового – этапов седиментации, разделенных региональными перерывами. При этом особенности осадконакопления контролировали глобальные эвстатические колебания уровня моря, изменения климата, региональные и локальные тектонические движения (рис. 1.1).

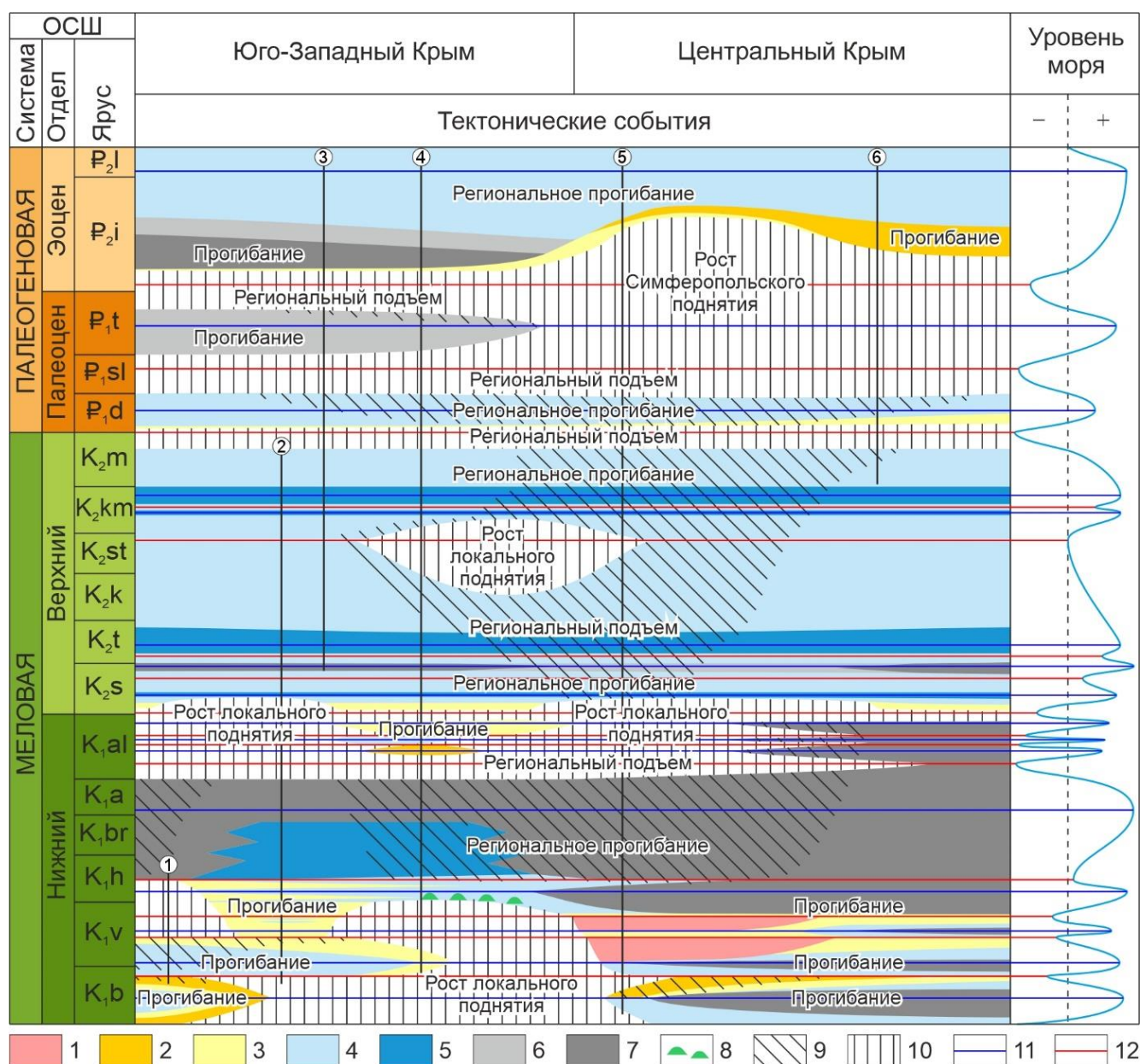


Рис. 1.1. Геоисторическая схема мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма (Дубкова, Шишлов, 2023). 1 – конгломераты и песчаники дельт; 2 – конгломераты и песчаники побережий; 3 – песчаники мелководья; 4 – известняки мелководья; 5 – известняки глубоководья; 6 – мергели глубоководья; 7 – глины глубоководья; 8 – коралловые патч-риффы; 9 – отложения, удаленные постседиментационным размывом; 10 – перерыв в осадконакоплении; 11 – максимум трансгрессии; 12 – максимум регрессии. Цифры в кружках – основные разрезы: 1 – Сбросовый лог; 2 – г. Резаная, г. Белая; 3 – овраг Аксу-Дере, с. Староселье; 4 – р. Бодрак; 5 – р. Бештерек; 6 – г. Ак-Кая.

Перечисленные выше стратиграфические интервалы сформировались в раннемеловом, позднемеловом и палеогеновом бассейнах осадконакопления со специфическими климатическими и тектоническими условиями, конфигурацией, источниками осадочного материала и обстановками седиментации. Для мелкомасштабных реконструкций палеогеографической ситуации в этих палеобассейнах наиболее перспективными являются берриаско-нижнеготеривский (нижний мел), пограничный сеноман-туронский (верхний мел) и

ипрско-нижнелютетский (эоцен) уровни (см. рис. 1.1), которые отличаются существенной пространственно-временной изменчивостью отложений и хорошо обнажены.

Для дополнительного обоснования и уточнения корреляции разрезов 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. На основе их идентификации в коррелируемых частных разрезах построены литологические профили, отражающие пространственно-временные изменения рассматриваемых стратиграфических интервалов. 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 для каждого из рассматриваемых в работе стратиграфических уровней получен комплексно обоснованный геохронологический каркас, создающий основу для геоисторических построений.

Поскольку разрез образуют преимущественно смешанные терригенно-карбонатные и глинистые отложения, при реконструкции обстановок осадконакопления и составлении палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени 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].

Нижний мел, верхний берриас – нижний готерив (рис. 2.2). Разрезы этого стратиграфического уровня исследованы автором в обнажениях Сбросового лога; гор Резаная и Белая; оврага Кояс-Джилга; гор Длинная и Шелудивая, Патиль, Лесистая, Змеиная, Большой и Малый Кермен; Первомайского карьера; карьера у с. Партизанское; Курцовского и Петропавловского карьеров; долины р. Бештерек; карьера у с. Нижние Орешники и Зуйского карьера. Кроме собственных материалов в работе использованы опубликованные ранее результаты изучения разрезов Сбросового лога [Янин, Вишневский, 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 реки Бештерек [Лысенко, Янин, 1979]. Для обоснования конфигурации палеобассейна

рассматриваются обнажения, в которых отложения валанжина и нижнего готерива отсутствуют и этому стратиграфическому интервалу соответствует несогласие (см. рис. 2.2).

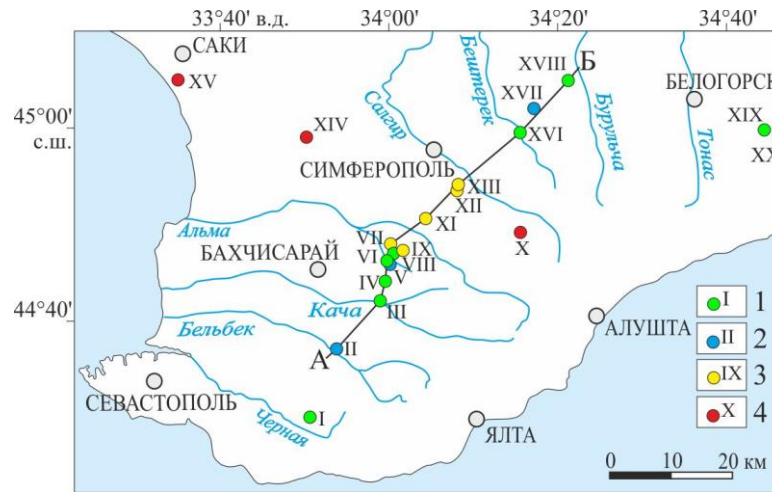


Рис. 2.2. Расположение разрезов верхнего берриаса – нижнего готерива и их номера (1 – обнажения верхнего берриаса – валанжина и готерива, 2 – обнажения верхнего берриаса – валанжина, 3 – обнажения нижнего готерива, 4 – разрезы, в которых отложения валанжина и нижнего готерива отсутствуют): I – с. Новобобровка [Астахова и др., 1984], II – Сбросовый лог [материалы автора; Янин, Вишневецкий, 1989; Аркадьев, 1997; Барабошкин, Янин, 1997], III – г. Резаная, г. Белая [материалы автора; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016], IV – овраг Кояс-Джилга [материалы автора; Барабошкин, 1997б; Никитин, Болотов, 2006; Барабошкин и др., 2016], V – г. Длинная, г. Шелудивая [материалы автора; Барабошкин, Янин, 1997], VI – г. Патиль [материалы автора], VII – г. Лесистая, г. Змеиная [материалы автора], VIII – г. Малый Кермен, г. Большой Кермен [материалы автора], IX – Первомайский карьер [материалы автора; Барабошкин, 1997б], X – с. Мраморное [Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016], XI – с. Партизанское [материалы автора], XII – Курцовский карьер [материалы автора], XIII – Петропавловский карьер [материалы автора], XIV – с. Новоселовка [Тузяк, 2013], XV – с. Новоедоровка [Тузяк, 2013], XVI – долина р. Бештерек [материалы автора; Лысенко, Янин, 1979], XVII – карьер у с. Нижние Орешники [материалы автора], XVIII – Зуйский карьер, г. Кунич [материалы автора; Барабошкин, Янин, 1997], XIX – с. Горлинка [Астахова и др., 1984], XX – с. Земляничное [Рыбаков, 1988]. А–Б – линия литологических профилей.

В разрезах установлены местные стратоны Предгорной структурно-фациальной зоны (см. рис. 1.1, 1.2): новобобровская толща валанжина – нижнего готерива [Астахова и др., 1984; Барабошкин, 2016] Байдарской подзоны; каратлыхская 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; карагачская свита нижнего готерива [Барабошкин, 1997б] Качинской подзоны; зеленогорская толща нижнего валанжина, мазанская свита нижнего–верхнего валанжина [Барабошкин, Янин, 1997] и куничская толща нижнего готерива (выделена впервые) Бештерек-Бурульчинской подзоны; горлинская толща валанжина и тополеводская толща готерива Белогорско-Старокрымской подзоны [Астахова и др., 1984].

Отправной точкой для региональной корреляции разрезов верхнего берриаса – валанжина и нижнего готерива стала зональная шкала нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма по аммонитам [Барабошкин, 1997а; Барабошкин, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016]. В ней установлена зона *Thurmanniceras otopeta*, в настоящее время

относящаяся к верхнему берриасу [Reboulet et al., 2018; Грищенко и др., 2018], зоны *Thurmanniceras pertransiens*, *Campylotoxia campylotoxa* нижнего валанжина, *Saynoceras verrucosum*, *Himantoceras trinodosum*, *Teschenites callidiscus*, *Eleniceras tauricum* верхнего валанжина и *Leopoldia desmoceroidea*, *Crioceratites loryi*, *Lyticoceras nodosoplicatum* нижнего готерива. Привязка наблюдений к этим подразделениям осуществлена благодаря идентификации пачек, выделенных ранее в обнажениях Сбросового лога, гор Резаная и Белая, г. Длинная, Зуйского карьера [Барабошкин, Янин, 1997].

Остатки склерактиний, собранные из рассматриваемых разрезов в разные годы И. Ю. Бугровой и другими исследователями, определены И. Ю. Бугровой [Шишлов и др. 2019; Шишлов и др. 2020]. Остатки хрящевых рыб собраны и определены Ф. А. Триколиди [Шишлов и др. 2019; Шишлов и др. 2020]. Аммонит, найденный в осыпи нижнемеловой части разреза на северной окраине села Мазанка, определен М. А. Роговым [Дубкова и др., 2022б].

В связи с тем, что в каратлыхской свите установлена [Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997], а в зеленогорской толще предполагается зона *Thurmanniceras otoreta*, они сопоставлены с верхним берриасом – нижним валанжином.

Для уточнения возраста зеленогорской толщи в бассейне реки Бештерек [пачки 16, 17 по: Лысенко, Янин, 1979] использован 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]. Исследования показали, что известняки верхней части зеленогорской толщи относятся к нижнему валанжину [Дубкова и др., 2022б].

Замеры азимутов и углов падения косых слойков (234 замеров) в породах мазанской свиты производились компасом, а затем пересчитывались с использованием сетки Вульфа по методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом [Вассоевич, Гроссгейм, 1951]. Принятый при редукции азимут падения первично-горизонтальных слоев 340° , угол их падения – $5\text{--}10^\circ$.

Стратиграфические объемы каратлыхской и резанской свит несколько изменены, и их граница в разрезе гор Резаная и Белая проведена по несогласию между нижним и верхним валанжином [подошва II пачки, Барабошкин, Янин, 1997].

Верхний мел, пограничный интервал сеномана и турона (рис. 2.3). В работе выполнен литолого-генетический анализ материалов, собранных автором при послойном описании разрезов, представленных в естественных обнажениях оврага Аксу-Дере, гор Сельбухра, Кременная и Кизил-Чигир [Шишлов и др., 2020; Шишлов, Дубкова, 2021]. Кроме того, использованы публикации, в которых изложены результаты изучения обнажений горы Белая [Кузьмичева, 2000; Алексеев и др., 2007], оврага Аксу-Дере [Алексеев и др., 2007; Бадулина,

Копаевич, 2007], гор Сельбухра [Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007] и Мендер [Алексеев и др., 2007], долины р. Биюк-Карысу [Латыпова и др., 2019].

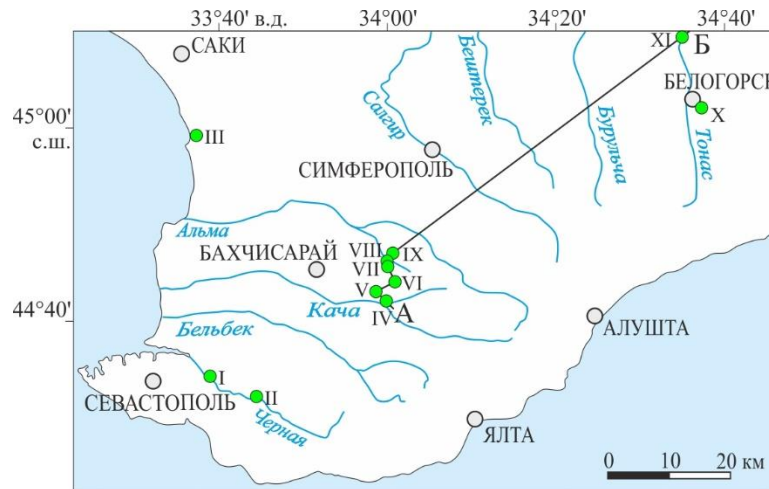


Рис. 2.3. Расположение и номера разрезов сеномана и турона: I – скв. 9 Ич [Иванов и др., 1981], II – скв. 64 Ич [Иванов и др., 1981], III – скв. Николаевская-1 [Котляр и др., 1996], IV – г. Белая [Кузьмичева, 2000; Алексеев и др., 2007; Гаврилов и др., 2022], V – овраг Аксу-Дере [материалы автора; Алексеев и др., 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Гаврилов и др., 2022], VI – г. Сельбухра [материалы автора; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007], VII – г. Мендер [Алексеев и др., 2007], VIII – г. Кременная [материалы автора], IX – г. Кизил-Чигир [материалы автора], X – стратотип белогорской свиты в районе города Белогорск [Ванина и др., 1981], XI – р. Биюк-Карысу [Латыпова и др., 2019; Гаврилов и др., 2022]. А–Б – линия литологического профиля.

Биостратиграфические данные, ставшие отправной точкой при корреляции разрезов, представлены в статье [Алексеев и др., 2007].

В процессе исследования по структурно-вещественным, текстурным и тафономическим признакам выполнена литологическая типизация пород. Их генетическая интерпретация и анализ наблюдаемых в разрезах вертикальных последовательностей слоев позволили разработать седиментологическую модель, использованную для выявления трансгрессивно-регрессивных последовательностей, по которым проведена детальная корреляция разрезов, составлены литолого-генетический профиль и палеогеографические схемы, отражающие эволюцию обстановок осадконакопления пограничных отложений сеномана и турона.

Палеоген, ипр-лютет (рис. 2.4). Стратиграфический интервал изучен в обнажениях у сел Староселье, Скалистое [Шишлов и др., 2020], Малиновка, Мазанка [Дубкова и др., 2022a], пещеры Таврида и г. Ак-Кая [Дубкова и др., 2019]. Эти материалы дополняют опубликованные описания опорного разреза палеогена в с. Староселье у г. Бахчисарай [Вялов, 1976, 1977; Найдин, Беньямовский, 1994, Преображенский, Бугрова, 2002; Зернецкий и др., 2003; Копаевич и др., 2010; Лыгина и др., 2010; Барабошкин, 2016], обнажений у г. Инкерман [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], с. Красный Мак [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], пос. Марьино [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], с. Донское [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], пос. Литвиненково [Лыгина и др., 2010], с. Пролом [Лыгина и др., 2010] и скважины у г. Саки [Лыгина и др., 2010].

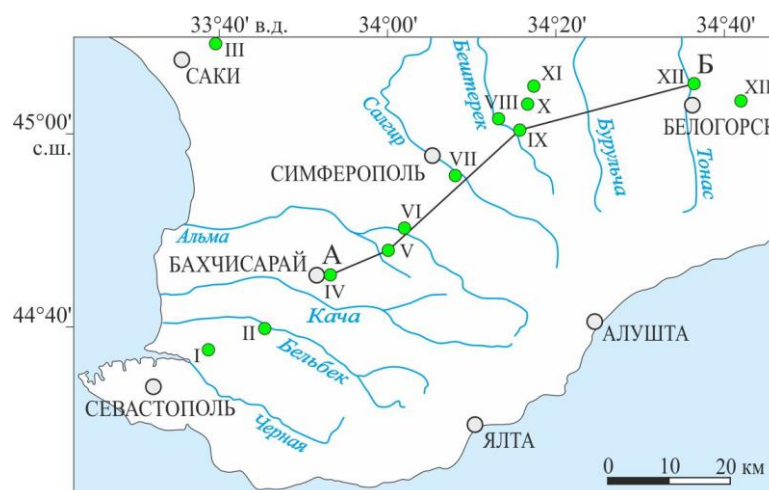


Рис. 2.4. Расположение и номера разрезов ипра – лютета: I – г. Инкерман [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], II – с. Красный Мак [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], III – скважина у г. Саки [Лыгина и др., 2010], IV – с. Староселье [материалы автора; Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010; Барабошкин и др., 2016], V – с. Скалистое [материалы автора; Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], VI – с. Малиновка [материалы автора], VII – пос. Марьино [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], VIII – с. Донское [Закревская, 1993; Лыгина и др., 2010], IX – с. Мазанка [материалы автора], X – экскурсионный выход из пещеры Таврида [материалы автора], XI – пос. Литвиненково [Лыгина и др., 2010], XII – г. Ак-Кая [материалы автора; Закревская, 1993], XIII – с. Пролом [Лыгина и др., 2010]. А–Б – линия литологического профиля.

Для биостратиграфического обоснования расчленения и корреляции разрезов использованы региональная крымская шкала по нуммулитам [Немков, Бархатова, 1961], местные зоны по мелким бентосным фораминиферам и нанопланктону [Бугрова, 1988; Бугрова, Бугрова, 2015; Бугрова, Табачникова, 2015; Зернецкий и др., 2015], сопоставленные с зонами мелководной бентосной шкалой области Тетис (SBZ зоны) по крупным фораминиферам [Serra-Kiel et al., 1998]. Деление ипра на нижний и верхний дано в соответствии с делением на илердский (нижний ипр, зоны SBZ 5–9) и кюизский (верхний ипр, зоны SBZ 10–12) региоарусы западноевропейской палеогеновой шкалы.

Для обоснования привязки к SBZ зонам разреза на северной окраине с. Мазанка автором отобрано 4 образца, микрофауна из которых выделена Э. М. Бугровой по стандартной методике. Определение планктонных и мелких бентосных фораминифер (МБФ) выполнила Э. М. Бугрова, а крупных (КБФ) – Е. Ю. Закревская [Дубкова и др., 2022a].

3. ВЕРХНИЙ БЕРРИАС – НИЖНИЙ ГОТЕРИВ

3.1. Литологические комплексы пород и их генетическая интерпретация

В рассматриваемых разрезах (рис. 3.1, 3.2) установлено пять относительно однородных по структурно-вещественным и текстурным особенностям литологических комплексов пород, каждый из которых формировался в пределах единой, по условиям осадконакопления, области палеобассейна. Это глины глубоководья, известняки мелководья, песчаники мелководья, известняки патч-рифов, песчаники и конгломераты дельты.

Глины глубоководья известковистые, часто алевроитистые, серые и темно-серые, массивные или с неотчетливой горизонтальной слойчатостью, намечаемой изменениями концентрации примесей алевроитовых частиц и кальцита. Породы содержат остатки фораминифер, белемнитов, аммонитов и аптихи [Астахова и др., 1984]. Судя по алевропелитовой структуре и горизонтальной слойчатости, 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 50 см) линзовидные прослои песчаников и известняков песчанистых, реже гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Они, по-видимому, формировались во время штормов, 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 (см. рис. 3.1). Подобные отложения образуют куничскую толщу верхнего валанжина – нижнего готерива, залегающую на мазанской свите в обнажениях долины р. Бештерек и г. Кунич [Барабошкин, Янин, 1997; Дубкова и др., 2022a], а также слагают верхнюю часть резанской свиты в овраге Кояс-Джилга и разрезах гор Резаная и Белая [Барабошкин, 1997б; Дубкова и др., 2022б] (см. рис. 3.1).

Известняки мелководья (пакстоуны, грейнстоуны и рудстоуны) песчаные, реже песчанистые (кварц-силикатных зерен от 10 до 40 %) (таблица 1), светло-бурые, с косой разнонаправленной слойчатостью, намечаемой ориентировкой форменных элементов, и подчеркнутой плитчатой отдельностью (рис. 3.3). Цемент кальцитовый спаритовый, реже микритовый, поровый, участками базальный.

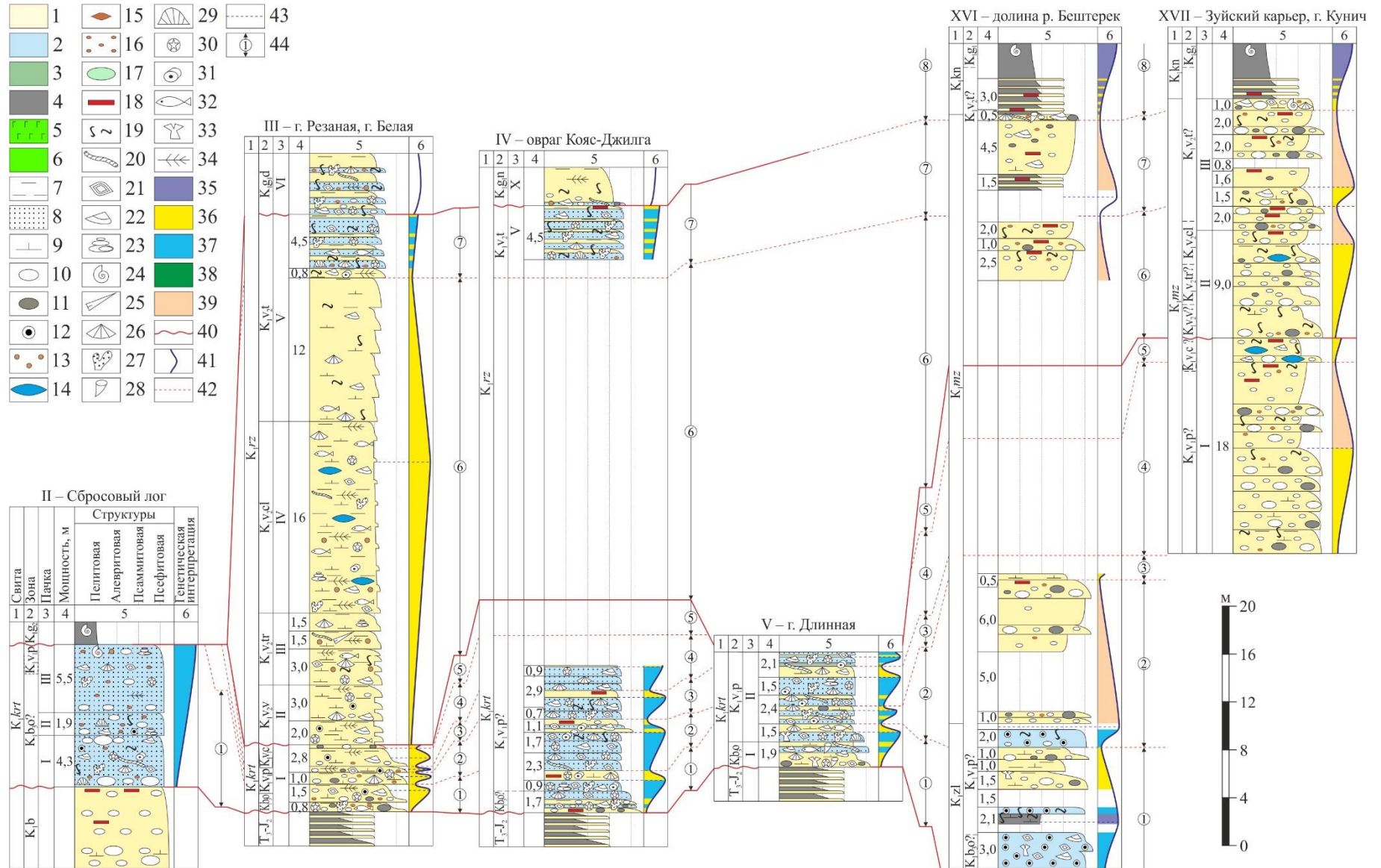


Рис. 3.1. Схема корреляции наиболее представительных разрезов валанжинского яруса. 1–6 – горные породы: 1 – песчаники, 2 – известняки, 3 – автохтонные биогенные карбонаты, 4 – алевроиты и глины, 5 – вулканогенно-осадочные образования, 6 – интрузии основного состава; 7–9 – примеси: 7 – глинистость, 8 – песчанистость, 9 – известковистость; 10–18 – включения и новообразования: 10 – экстракластовые гравий и гальки (преимущественно кварц и кварцит), 11 – интракластовые гравий и гальки (преимущественно известняки и песчаники), 12 – ооиды, 13 – зерна фосфатов, 14 – кальцитовые конкреции, 15 – сидеритовые конкреции, 16 – обломки, пропитанные и окруженные оксидами железа, 17 – биогермы и биостромы, 18 – ожелезнение пород; 19 – ихнофоссилии; 20–34 – органические остатки: 20 – серпулы, 21 – бентосные фораминиферы, 22 – двустворчатые моллюски, 23 – гастроподы, 24 – аммониты, 25 – белемниты, 26 – брахиоподы, 27 – мшанки, 28 – одиночные кораллы, 29 – колониальные кораллы, 30 – морские ежи, 31 – криноидеи, 32 – рыбы, 33 – водоросли, 34 – наземные растения; 35–39 – литологические комплексы: 35 – глины глубоководья, 36 – песчаники мелководья, 37 – известняки мелководья, 38 – известняки коралловых патч-риффов; 39 – песчаники и конгломераты дельты; 40 – несогласие, 41 – изменения уровня моря; 42 – регрессивный максимум; 43 – трансгрессивный максимум; 44 – трансгрессивно-регрессивные циклотемы и их номера. Свиты и толщи: K_1krt – каратыхская свита, K_1zl – зеленогорская толща, K_1rz – резанская свита, K_1mz – мазанская свита, K_1kn – куническая толща, K_1kr – карагачская свита, K_1vr – верхореченская свита, K_1sb – сельбухринская свита. Зоны по аммонитам: K_1bzo – *Thurmanniceras otopeta*, K_1v1p – *Thurmanniceras pertransiens*, K_1v1c – *Campylotoxia campylotoxia*, K_1v2v – *Saynoceras verrucosum*, K_1v2tr – *Himantoceras trinodosum*, K_1v2cl – *Teschenites callidiscus*, K_1v2t – *Eleniceras tauricum*, K_1g1d – *Leopoldia desmoceroides*, K_1g1l – *Crioceratites loryi*, K_1g1n – *Lyticoceras nodosoplicatum*. Индексы с вопросами – положение зон предполагается. Нумерация пачек по [Барабоскин, 1997а, 1997б; Барабоскин, Янин, 1997].

Таблица 1

Содержание нерастворимого остатка и его гранулометрический состав в известняках мелководья.

№ п/п	Нерастворимый остаток, %	>0,5 мм, %	0,05-0,5 мм, %	0,005-0,05 мм, %	<0,005 мм, %
1	45,08*	2,13	80,85	15,96	1,06
2	29,04*	9,28	74,23	9,28	7,22
3	48,73	2,61	85,62	10,46	1,31
4	22,47*	5,49	78,02	16,48	0,00
5	34,47	0,00	92,37	7,63	0,00
6	36,28	0,00	86,99	10,57	2,44
7	46,00	3,48	85,22	11,30	0,00
8	55,61*	3,00	89,70	7,30	0,00
9	27,85*	10,22	81,02	8,76	0,00
10	43,31	0,00	90,60	9,40	0,00
11	41,57*	5,59	88,11	4,90	1,40
12	33,72	0,00	72,41	27,59	0,00
13	43,07	0,00	94,25	1,15	4,60
14	57,02*	5,38	92,31	2,31	0,00
15	39,88	0,00	93,85	6,15	0,00

*Значения завышены из-за присутствия выделений оксидов железа.

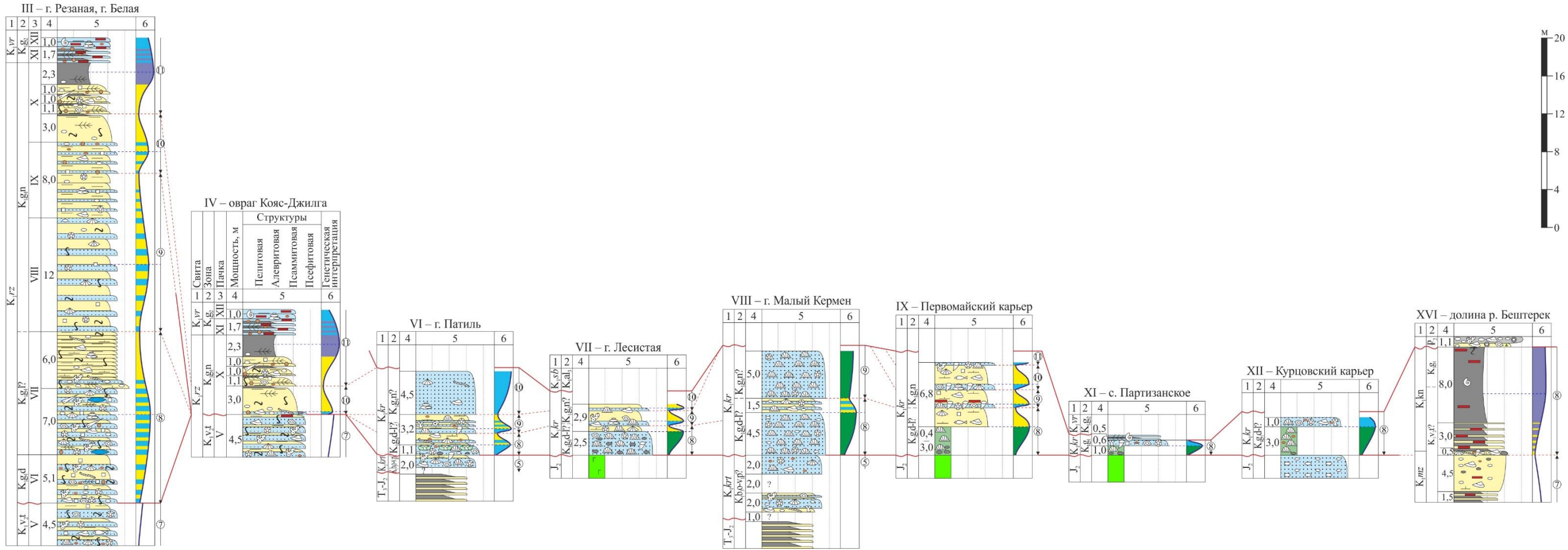
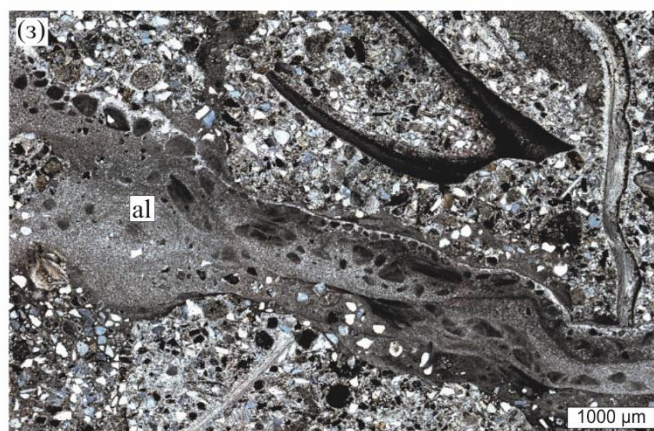
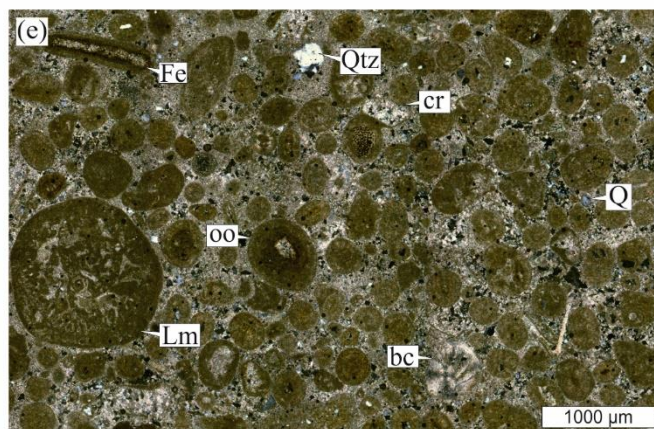
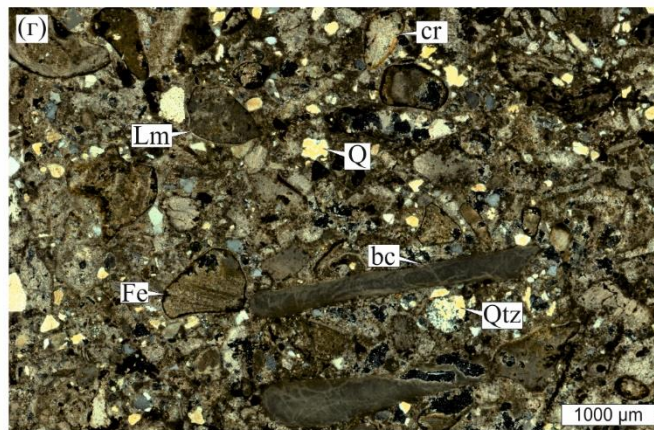
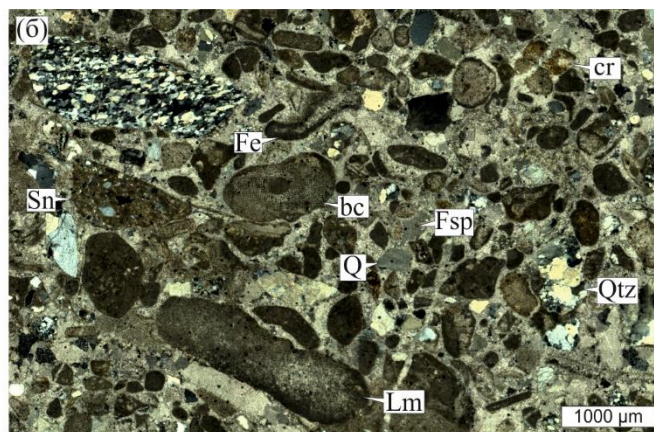


Рис. 3.2. Схема корреляции наиболее представительных разрезов нижнего готерива. Условные обозначение см. на рис. 3.1.



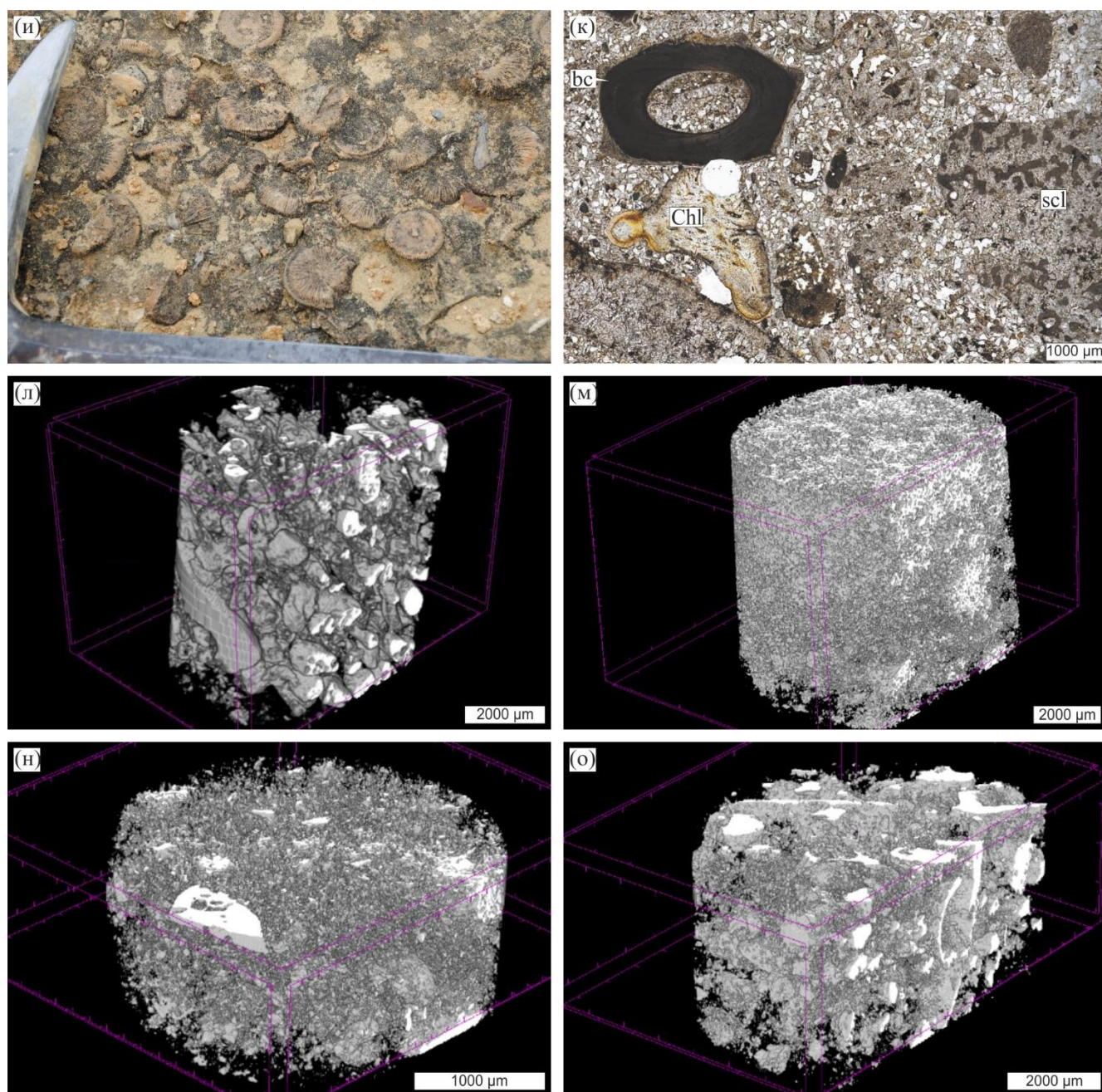


Рис. 3.3. Известняки мелководья: а, б – рудстоуны лито-биокластовые песчаные, с гравием и галькой кварца и кварцитов, каратлыхская свита, Сбросовый лог; в, г – грейнстоуны лито-биокластовые песчаные, каратлыхская свита, овраг Кояс-Джилга; д, е – рудстоуны лито-биокласто-оолитовые песчанистые, зеленогорская толща, долина р. Бештерек; ж, з – рудстоуны лито-биокластовые песчаные (границы слоя показаны белым пунктиром) с микробиаально-водорослевыми биогермами (желтый пунктир), карагачская свита, г. Патиль; и, к – рудстоуны лито-биокластовые песчаные с одиночными склерактиниями, карагачская свита, Первомайский карьер; л–о – поровое пространство (белое): л – г. Змеиная, общая пористость 18,82 %, эффективная пористость 12,12 %; м – г. Патиль, общая пористость 26,07 %, эффективная пористость 0,65 %; н – г. Патиль, общая пористость 11,22 %, эффективная пористость 8,87 %; о – г. Шелудивая, общая пористость 13,52 %, эффективная пористость 11,86 %. Q – кварц, Qtz – кварциты, Fsp – полевые шпаты, Chl – халцедон, Fe – пленки оксидов железа, bc – биокласты, Lm – литокласты известняков, Sn – литокласты песчаников, sg – кортоиды, oo – ооиды, al – микробиаально-водорослевые образования, scl – склерактинии. Фотографии шлифов: к – николи II; б, г, е, з – николи X.

Эффективная пористость известняков мелководья изменяется от 0,15 % до 17,28 % (таблица 2, рис. 3.3, л–о). Это позволяет считать, что они могут быть коллекторами малой, средней и высшей емкости [Конюхов, 1965].

Значения общей и эффективной пористости известняков мелководья по результатам компьютерной микрофотографии.

№ п/п	Общая пористость, %	Эффективная пористость, %
1	18,82	12,12
2	9,11	6,77
3	4,06	2,22
4	8,56	6,87
5	18,21	17,28
6	26,07	0,65
7	4,35	0,79
8	11,22	8,87
9	13,52	11,86
10	9,94	7,8
11	0,29	0,15
12	1,79	0,62

Формирование таких отложений происходило выше базиса нормальных волнений на мелководье внутреннего рампа с высокой гидродинамикой (псефитовая и псаммитовая структуры, косая разнонаправленная слойчатость) и нормальной соленостью (многочисленные остатки морской стеногалинной фауны). Основной причиной дефицита терригенного материала, по-видимому, являлись трансгрессии, приводившие к уменьшению объема твердого стока с суши [Wilson, 1975; Posamentier, Allen, 1999].

Для каратыхской (обнажения Сбросового лога, оврага Кояс-Джилга и г. Длинная) и карагачской (горы Патиль, Лесистая, Змеиная, Малый Кермен, Первомайский и Курцовский карьеры, с. Партизанское) свит (рис. 3.1) типичны лито-биокластовые рудстоуны, образованные фрагментами двустворок, брахиопод, мшанок, морских ежей, серпулид, криноидей, раковинами бентосных фораминифер, окатанными обломками микритовых глинистых и песчанистых известняков, единичными кортоидами и ооидами. Присутствуют зерна фосфатов, 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, особенно многочисленные в известняках каратыхской свиты Сбросового лога (см. рис. 3.1), где они образуют линзовидные скопления (рис. 3.3, а, б). Форменные элементы часто пропитаны оксидами железа и окружены их тонкими пленками (рис. 3.3, б, в).

В обнажениях горы Патиль (см. рис. 3.2) известняки нижнего готерива содержат единичные лепешковидные коралловые и микробиально-водорослевые биогермы (длина до 1,5 м, высота до 0,7 м) (см. рис. 3.3, ж, з).

В Первомайском карьере (см. рис. 3.2) рудстоуны нижнего готерива образованы преимущественно мелкими (диаметр 2–2,5 см) остатками одиночных уплощенных склерактиний *Montlivaltia intumescens* (Traut.), которые у кровли образуют «ковер» (своеобразный фреймстоун) толщиной до 5 см из особей, расположенных в положении роста (см. рис. 3.3, и, к). По-видимому, такие массовые поселения одиночных кораллов существовали в волновой тени расположенных дальше от берега коралловых патч-риффов. Присутствие оксидов железа, «рифельная» слойчатость, небольшие разрозненные кораллы с компактным скелетом, перевернутые колонии и окатанные фрагменты склерактиний, детрит раковин толстостенных двустворок свидетельствуют о прибрежной, крайне мелководной области с высокой гидродинамикой [Бугрова, 2000].

Рудстоуны зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (см. рис. 3.1) отличаются пониженным содержанием терригенной примеси (от 10 до 25 %) и высокой долей кальцитовых ооидов размером от 0,25 до 0,5 мм (см. рис. 3.3, д, е). Последние имеют преимущественно концентрическую, реже радиально-лучистую структуру, и содержат в центральной части обломки кварца, микрокварцитов, раковины фораминифер, мелкий детрит двустворок.

Все описанные выше 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]. Высокое содержание ооидов свидетельствует о многократном перераспределении материала волнениями при низкой скорости седиментации [Flügel, 2010].

В верхней части каратлыхской свиты (обнажения оврага Кояс-Джилга, г. Длинная) и в резанской свите (обнажения гор Резаная и Белая, оврага Кояс-Джилга) (см. рис. 3.1) установлены грейнстоуны и пакстоуны (см. рис. 3.3, в, г) стандартных микрофаций СМФ 11, 12 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. На трансгрессивных фазах седиментации они сменяли рудстоуны за счет увеличения глубины, снижавшей придонную гидродинамику. Во время регрессий их формирование происходило только в дистальных частях внутреннего рампа, там, где дефицит терригенного материала возникал из-за значительного расстояния до источника сноса [Wilson, 1975].

Известняки патч-риффов характерны для карагачской свиты нижнего готерива (см. рис. 3.2).

В обнажениях с. Партизанское, Первомайского и Курцовского карьеров они представлены одиночными биогермами и их группами, имеющими форму округлых или немного удлинённых в плане холмов диаметром до 20 м и высотой до 6 м, сложенных фреймстоунами, которые состоят из лепешковидных, реже дендроидных колоний склерактиний, опирающихся друг на друга и образующих каркас (рис. 3.4, а, б, ж, з, и). В нижней части построек локализуются валуны и гальки подстилающих пород. Эти известняки относятся к стандартной микрофации СМФ 7 [Wilson, 1975; Flügel, 2010].

Общая пористость двух образцов из перекристаллизованных колоний кораллов составляет 0,21 и 0,96 %, эффективная – 0,01 и 0,61 % (рис. 3.4, к).

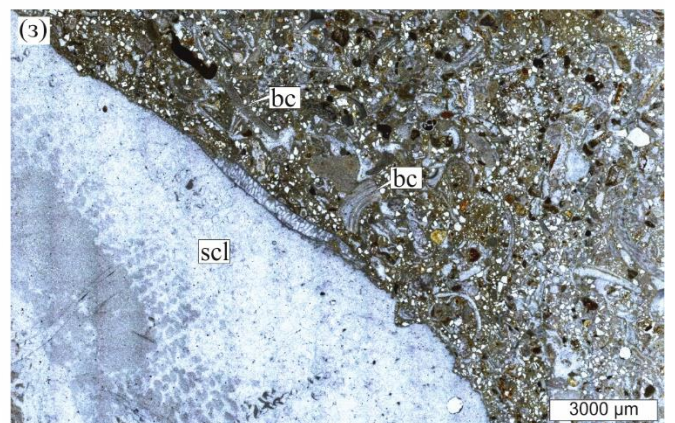
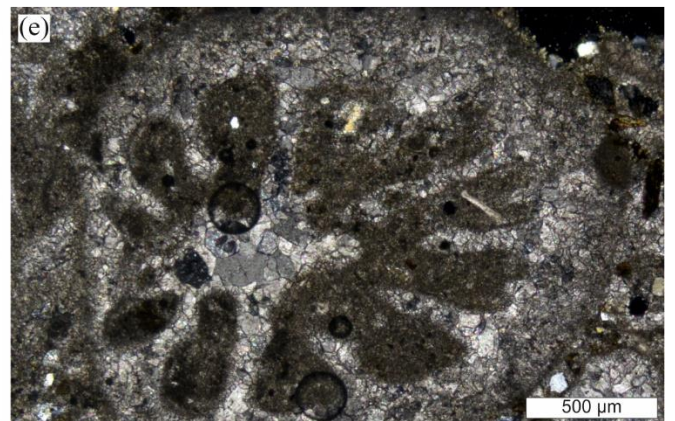
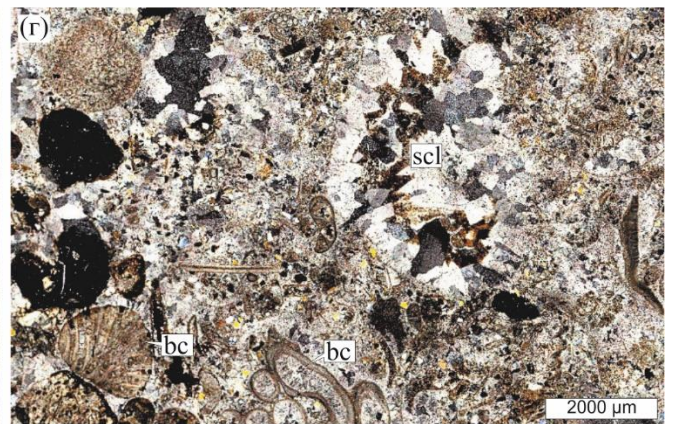
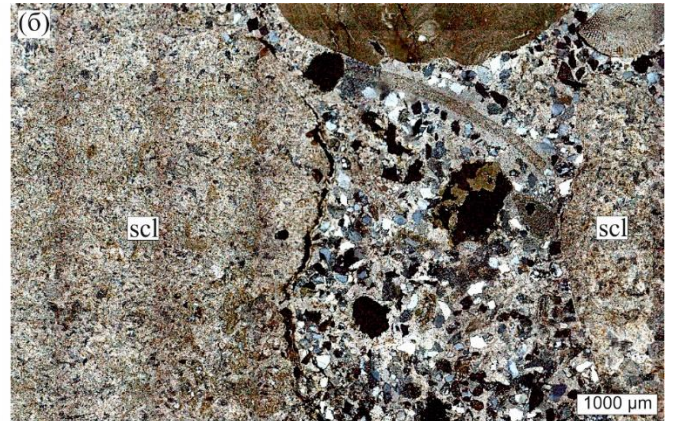
Присутствие каркасообразующих кораллов указывает на тёплый морской бассейн с нормальной солёностью. Постройки, по-видимому, не образовывали единый барьер, а представляли собой цепочку расположенных параллельно берегу небольших изолированных патч-рифов, которые являлись локальными волноломами [Бугрова, 2000; Шишлов и др., 2019; Шишлов и др., 2020]. Подобные образования описаны в верхнемеловых отложениях Северного Ирака и юрских Северо-Восточной Англии [Tucker, 2003].

Между постройками и отдельными колониями залегают рудстоуны и флаутстоуны стандартной микрофации СМФ 6 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Это песчаные известняки (рис. 3.4, в, г, д, е) с неотчетливой кривой разнонаправленной слоистостью, сложенные псефитовыми (до 0,4 м) неокатанными обломками колониальных кораллов, фрагментами одиночных кораллов, многочисленным детритом морской фауны, песчаными зёрнами (до 20 % объёма породы), представленными преимущественно обломками кварца, реже халцедона, полевых шпатов, слюдистых сланцев, размером 0,10–0,25 мм (см. рис. 3.4, в, г). Цемент кальцитовый микритовый, участками спаритовый, поровый и базальный. Характерны железистые сферолиты, лито- и биокласты, пропитанные окислами железа; зубы хрящевых рыб.

На г. Лесистая, Змеиная и Малый Кермен в рудстоунах и флаутстоунах локализуются небольшие холмообразные коралловые биогермы высотой до 1,5–2 м. (см. рис. 3.4, д, е). Между ними присутствуют мелкие уплощённые колонии склерактиний и одиночные *Montlivaltia pumila* (Traut.), как в положении роста, так и опрокинутые, а также обильный крупный детрит кораллов, фрагменты морских ежей, брахиопод, двустворок, остатки мшанок, губок, чехлы серпул, раковины фораминифер, зубы морских акул (см. рис. 3.4, в, г).

Вероятно, эти отложения накапливались у подножия обращённых в сторону моря фронтальных склонов патч-рифов, в результате разрушения которых образовывались крупные обломки колониальных кораллов. Здесь формировались небольшие коралловые биогермы. Их росту, по всей видимости, препятствовала высокая скорость накопления биогенных обломков, мобилизованных с рифовых построек, и значительная турбулентность придонных вод,

достигавшая во время штормов такой силы, что колонии склерактиний переворачивались [Бугрова, 2000; Шишлов и др., 2019; Шишлов и др., 2020].



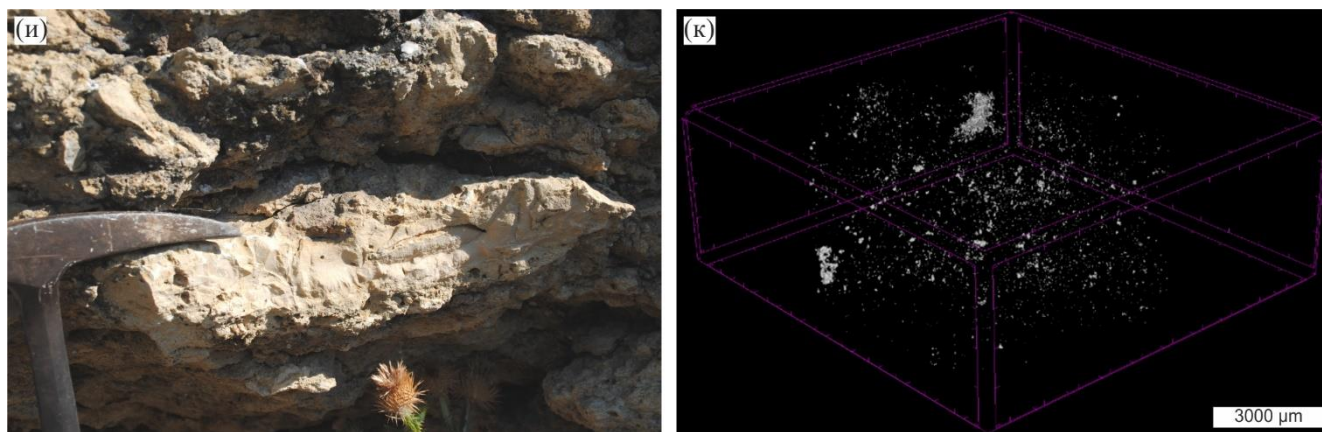


Рис. 3.4. Известняки патч-рифов: а, б – колония склерактиний, нижняя часть карагачской свиты, Первомайский карьер; в, г – рудстоуны крупнодетритовые, карагачская свита, г. Лесистая; д, е – колония склерактиний, карагачская свита, г. Малый Кермен; ж, з – коралловые постройки (желтый пунктир) и рудстоуны крупнодетритовые между колониями, карагачская свита, с. Партизанское; и – колония склерактиний, карагачская свита, Курцовский карьер; к – поровое пространство (белое) перекристаллизованной колонии кораллов, Первомайский карьер: общая пористость 0,21 %, эффективная пористость 0,01 %. scl – склерактинии, bc – биокласты. Фотографии шлифов: е, з – николи II; б, г – николи X.

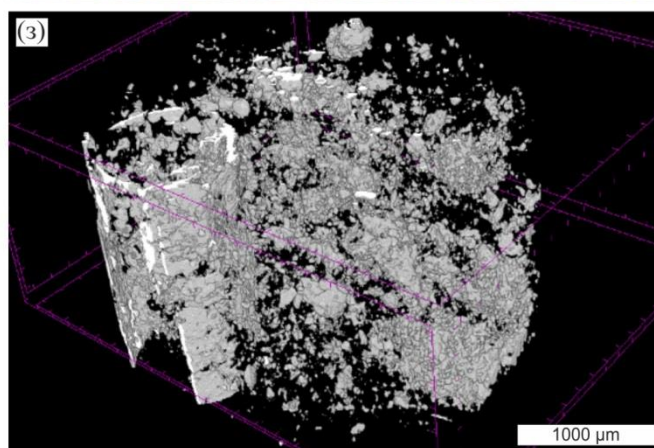
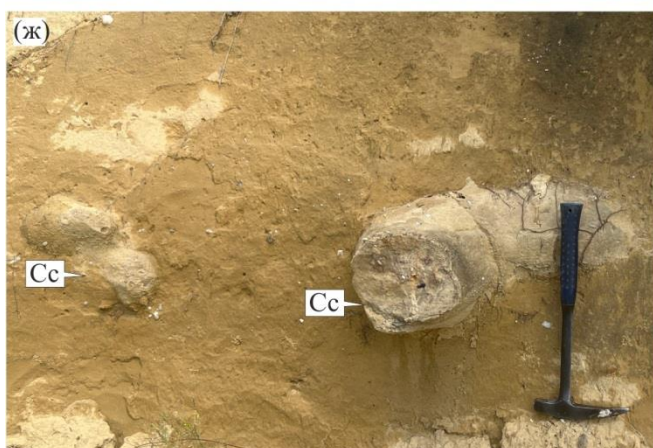
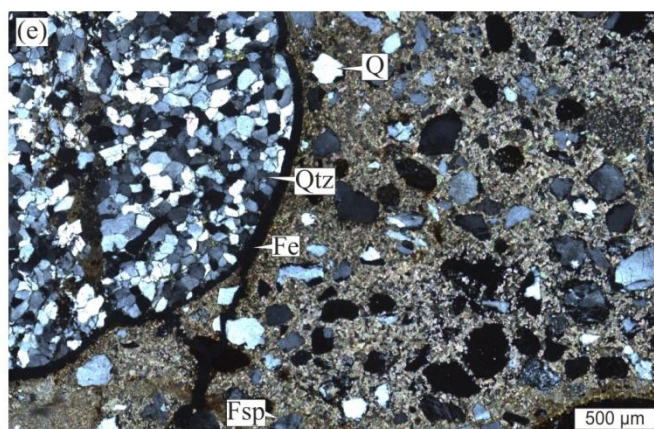
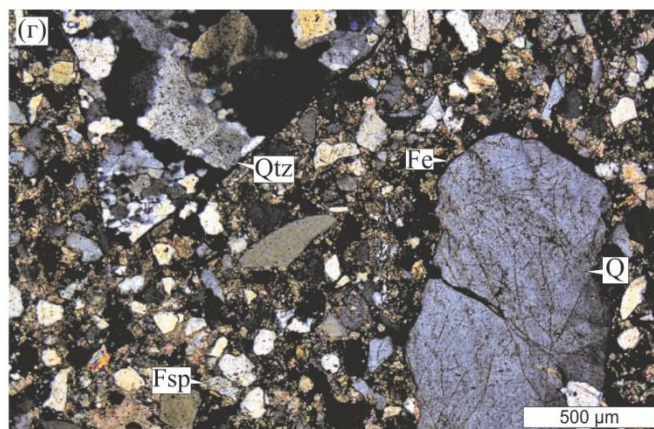
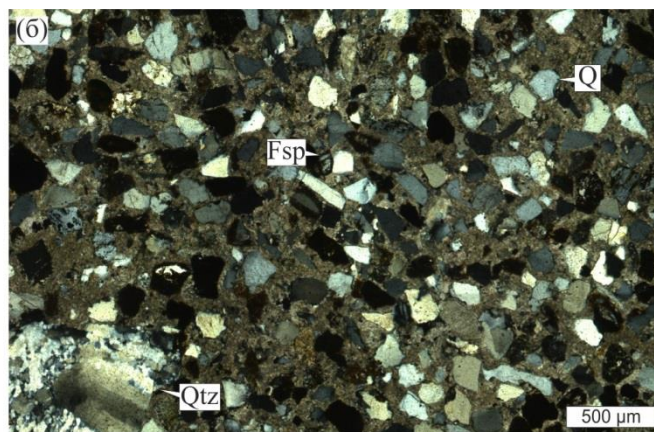
Песчаники мелководья, от мелко- до грубозернистых, средне- и плохосортированные, полевошпатово-кварцевые, известковые (карбонатного материала 30–48 %) (таблица 3), желтовато-бурые, с плоскопараллельной и кривой разнонаправленной слоистостью (рис. 3.5). Доминируют зерна кварца и полевых шпатов (см. рис. 3.5, б, г, е). Второстепенную роль играют обломки кварцитов, халцедона, основных эффузивов, слюдяных сланцев, аргиллитов, песчаников, известняков, чешуйки слюды. Присутствуют гравий и галька кварца, кварцитов, аргиллитов, песчаников (см. рис. 3.5), кальцитовые конкреции (см. рис. 3.5, ж), 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 (см. рис. 3.5, а, д), морских ежей, криноидей, мшанок, одиночных кораллов, водорослей, чехлы серпул, раковины гастропод и аммонитов, ростры белемнитов, зубы хрящевых рыб. Гравий, галька и органические остатки часто пропитаны оксидами железа и покрыты их тонкими пленками (рис. 3.5, а, д). Цемент поровый и базальный, кальцитовый, преимущественно тонкокристаллический (см. рис. 3.5, б, г, е), часто глинистый с выделениями оксидов железа и сульфидов.

Таблица 3

Содержание нерастворимого остатка и его гранулометрический состав в песчаниках мелководья.

№ п/п	Нерастворимый остаток, %	>0,5 мм, %	0,05-0,5 мм, %	0,005-0,05 мм, %	<0,005 мм, %
1	29,47*	0,00	75,00	17,86	7,14
2	52,24	0,00	97,14	2,86	0,00
3	45,58	0,00	79,10	5,97	14,93
4	64,43	0,00	96,93	3,07	0,00
5	66,46	25,69**	71,56	2,75	0,00

*Кальцитовая конкреция. **Значение завышено из-за присутствия выделений оксидов железа.



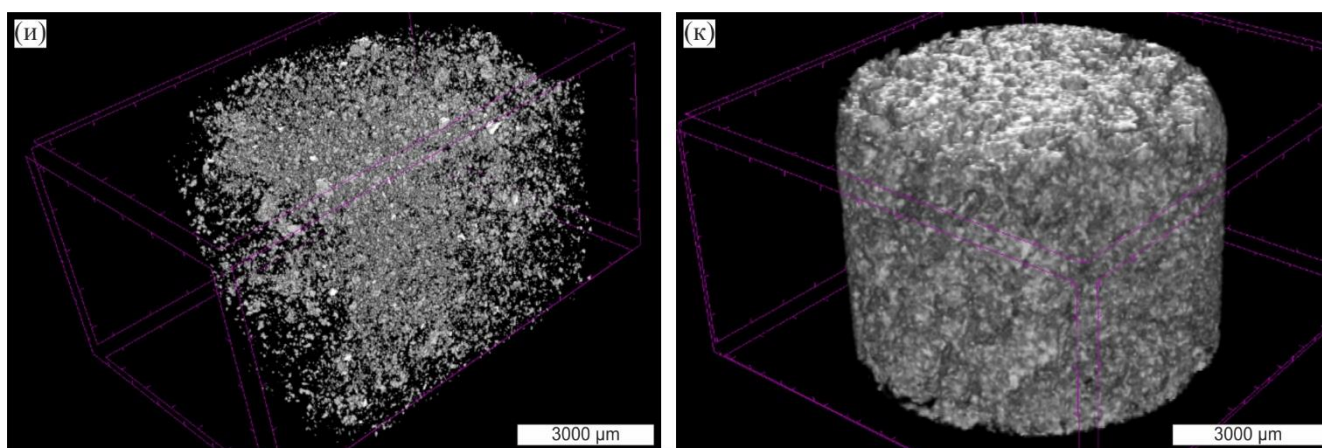


Рис. 3.5. Песчаники мелководья разномерные известковые, с галькой, гравием и фрагментами морской фауны: а, б – нижняя часть каратыхской свиты, г. Резаная; в, г – приподошвенная часть каратыхской свиты, г. Длинная; д, е – прикровельная часть мазанской свиты, долина р. Бештерек; ж – нижняя часть мазанской свиты, долина р. Бештерек; з, и, к – поровое пространство (белое): з – г. Длинная, общая пористость 4,63 %, эффективная пористость 2,79 %; и – г. Большой Кермен, общая пористость 1,92 %, эффективная пористость 0,25 %; к – г. Малый Кермен, общая пористость 47,30 %, эффективная пористость 47,26 %. Q – кварц, Qtz – кварциты, Fsp – полевые шпаты, Sn – гальки песчаников, Md – гальки аргиллитов, Cc – кальцитовые конкреции, Fe – пленки оксидов железа, bc – биокласты. Фотографии шлифов: б, г, е – николи X.

Перечисленные признаки указывают на обилие терригенного материала в области осадконакопления и мелководные высокодинамичные условия седиментации в водах с нормальной морской соленостью.

Эффективная пористость песчаников мелководья изменяется от 0,55 до 47,26 % (таблица 4, рис. 3.3, з–к). Это позволяет считать, что они могут являться коллекторами малой, средней и высшей емкости [Конюхов, 1965].

Таблица 4

Значения общей и эффективной пористости песчаников мелководья по результатам компьютерной микротомографии.

№ п/п	Общая пористость, %	Эффективная пористость, %
1	1,32	0,55
2	4,63	2,79
3	1,92	0,25
4	6,27	5,5
5	4,36	3,5
6	47,3	47,26

Песчаниками разномерными (размер песчинок от 0,1 до 2 мм) сложен весь разрез каратыхской свиты г. Резаная, приподошвенная часть каратыхской 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 (см. рис. 3.1). 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 слойков до 10°) слойчатость «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 выветривания – обломки, обогащенные оксидами железа [Павлидис, Никифоров, 2007]. На трансгрессивных фазах 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 обломочного 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 (см. рис. 3.1). Здесь проявлена мелкая тонкая косая разнонаправленная слойчатость, с частыми изменениями угла наклона слойков, участками линзовидных раздувов серий косых слойков 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 (см. рис. 3.1).

Верхнюю часть валанжина (около 5 м), представленную в обнажениях г. Белая и оврага Кояс-Джилга (см. рис. 3.1), образуют тонкие чередования песчаников мелкозернистых известковых и грейнстоунов песчаных стандартных микрофаций СМФ 11, 12 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Толщина слойков песчаников уменьшается от подошвы к кровле, а известняков увеличивается, отражая нарастающий дефицит терригенного материала, который может быть результатом развивающейся трансгрессии.

В разрезах каратлыхской (овраг Кояс-Джилга и г. Длинная) и карагачской (горы Патиль, Лесистая, Змеиная, Малый Кермен и Первомайский карьер) свит (см. рис. 3.2) регрессивные

фазы седиментации маркируют песчаники мелкозернистые известковистые, с неотчетливой тонкой пологой косой разнонаправленной слойчатостью, намечаемой незначительными изменениями гранулометрического состава и ориентировкой редкого детрита морской фауны [Шишлов и др., 2019; Шишлов и др., 2020].

Песчаники и конгломераты дельты слабо сцементированные, иногда известковистые, буровато-желтые, образуют слои двух типов (рис. 3.6). Слои 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 средне- и крупнозернистые разности, обогащенные гравием и гальками. Характерна крупная косая разнонаправленная слойчатость (см. рис. 3.6, а, ж), 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 (см. рис. 3.6, а, б, в). Часто они покрыты бурыми пленками оксидов железа. В Зуйском карьере обнаружены обломки гранитов и диоритов [Барaboшкин, Янин, 1997]. Формирование таких слоев, отличающихся ростом гранулометрического состава отложений от подошвы к кровле, обычно связывают с выдвиганием фронта дельты за счет миграции приустьевого бара к центру морского бассейна, что приводит к обмелению акватории и усилению гидродинамики [Deltas..., 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986]. Присутствующие у кровли ихнофоссилии *Scolithos* (см. рис. 3.6, г) указывают на низкую скорость седиментации в условиях высокой гидродинамической активности мелководья [Ekdale et al., 1984; Микулаш, Дронов, 2006]. Такие обстановки, по-видимому, возникали на финальной стадии выдвигания в морской бассейн дельтовой лопасти. Локализующиеся у кровли слоев темно-бурые прослои, обогащенные оксидами железа (см. рис. 3.6, в, г), вероятно, связаны с эпизодами субаэральной экспозиции осадков.

Слои второго типа залегают на слоях первого типа с отчетливым неровным контактом (см. рис. 3.6, д, е, ж, и), эрозионную природу которого подчеркивают полуокатанные уплощенные валуны песчаников и глинистых алевролитов из подстилающих отложений (см. рис. 3.6, д, з, к). Приподошвенную часть образуют конгломераты, в которых доминируют гальки кварца и кварцитов, часто окруженные пленками оксидов железа (см. рис. 3.6, д, е, з). Кверху их постепенно сменяют сначала гравелиты, а затем песчаники разномзернистые (см. рис. 3.6, д, и). У кровли локализуются песчаники мелкозернистые ожелезненные (см. рис. 3.6, д, и). Изменения гранулометрического состава, обогащенные оксидами железа слойки и ориентировка уплощенных галек намечают косую однонаправленную слойчатость (см. рис. 3.6, д, и). Такие слои, с характерным уменьшением гранулометрического состава отложений от

подошвы к кровле, по-видимому, формировались при заполнении осадками дельтовых проток [Deltas..., 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986].



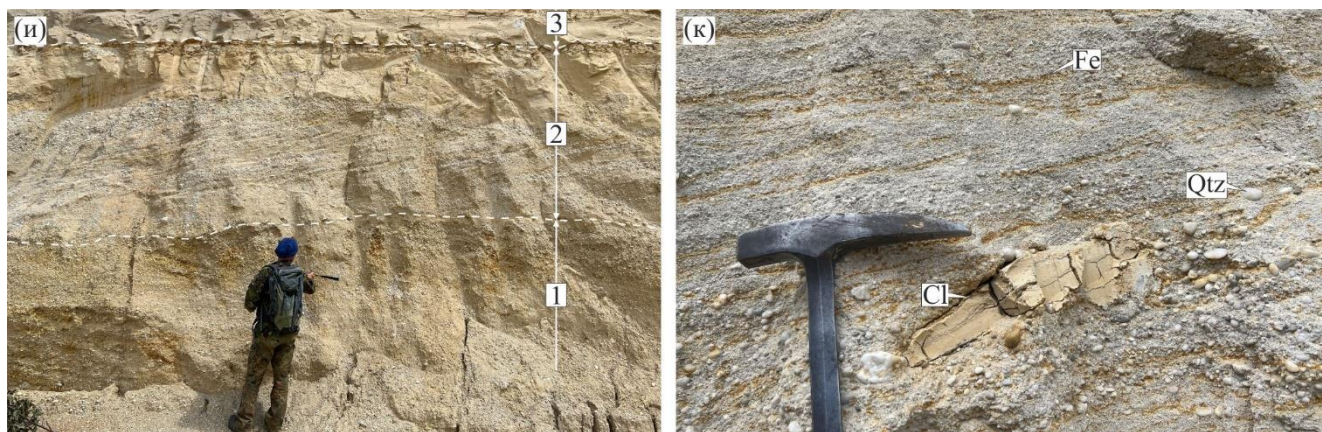


Рис. 3.6. Песчаники и конгломераты дельты в обнажениях мазанской свиты: а – песчаники, от мелкозернистых внизу до среднезернистых вверх, с мелкими гальками, косою разнонаправленной слоистостью, долина р. Бештерек; б – песчаники среднезернистые, с линзовидными скоплениями галек, долина р. Бештерек; в – песчаники среднезернистые, с линзовидными скоплениями галек, обогащенные у кровли оксидами железа, Зуйский карьер; г – песчаники среднезернистые с ихнофоссилиями *Scolithos*, гальками, прослоями оксидов железа, Зуйский карьер; д – песчаники разнозернистые с гальками, косою однонаправленной слоистостью, залегающие с эрозионным контактом на песчаниках среднезернистых, долина р. Бештерек; е – конгломераты, залегающие с эрозионным контактом на песчаниках среднезернистых, Зуйский карьер; ж – песчаники крупнозернистые с гальками и косою разнонаправленной слоистостью, на которых с эрозионным контактом залегают конгломераты, Зуйский карьер; з – конгломераты с косою однонаправленной слоистостью, намечаемой ориентировкой уплощенных галек, Зуйский карьер; и – карьер у с. Нижние Орешники: 1 – песчаники разнозернистые с многочисленными гальками, косою разнонаправленной слоистостью, верхний контакт эрозионный, 2 – конгломераты с косою однонаправленной слоистостью, песчаники и глинистые алевриты, верхний контакт неровный, 3 – песчаники мелкозернистые; к – конгломераты с косою однонаправленной слоистостью, намечаемой обогащенными оксидами железа слойками и ориентировкой уплощенных галек, карьер у села Нижние Орешники. Qtz – гальки кварца и кварцитов, Lm – гальки известняков, Sn – валуны песчаников, Cl – валуны глинистых алевритов, Fe – оксиды железа, ic – ихнофоссилии. Пунктирные линии – границы слоев.

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 реки Бештерек, карьере у с. Нижние Орешники и Зуйском карьере (см. рис. 3.1), накопившиеся в обстановках дельты [Барабошкин, Янин, 1997; Горбенко, 2011], маркируют регрессивные этапы осадконакопления.

3.2. Региональные циклы седиментации

Корреляция установленных в частных разрезах циклотем позволяет считать, что отложения верхнего берриаса – нижнего готерива Юго-Западного и Центрального Крыма сформировались в результате 11 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов (см. рис. 3.1, 3.2). При этом залегающая несогласно на подстилающих породах 1 циклотема позднеберриасско-ранневаланжинская, 2–5 – ранневаланжинские, 6, 7 – поздневаланжинские, 8 – поздневаланжинско-раннеготеривская, 9, 10 и трансгрессивная часть 11 – раннеготеривские.

На большей части рассматриваемой территории кровля нижнего валанжина представляет собой поверхность параллельного несогласия (см. рис. 3.1). При этом в районе Сбросового лога

сохранилась только нижняя трансгрессивная часть 1 циклотемы с аммонитами зоны *Thurmanniceras pertransiens* у кровли, на которой залегают отложения нижнего готерива [Барабошкин, Янин, 1997]. В разрезе г. Резаная эродирована верхняя часть 5 циклотемы, и зона *campylotoxus* установлена только в ожелезненных фрагментах «твердого 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 1–4 циклотемы с аммонитами зон *otopeta* и *pertransiens* [Барабошкин, Янин, 1997], на г. Патиль от эрозии поздневаланжинского времени сохранилась только 1 циклотема, а в разрезе г. Лесистая отложения валанжина отсутствуют [Шишлов и др., 2019; Шишлов и др., 2020].

Можно полагать, что в долине р. Бештерек и Зуйском карьере размыта верхняя часть 5 циклотемы, на которой залегают породы верхнего валанжина (см. рис. 3.1).

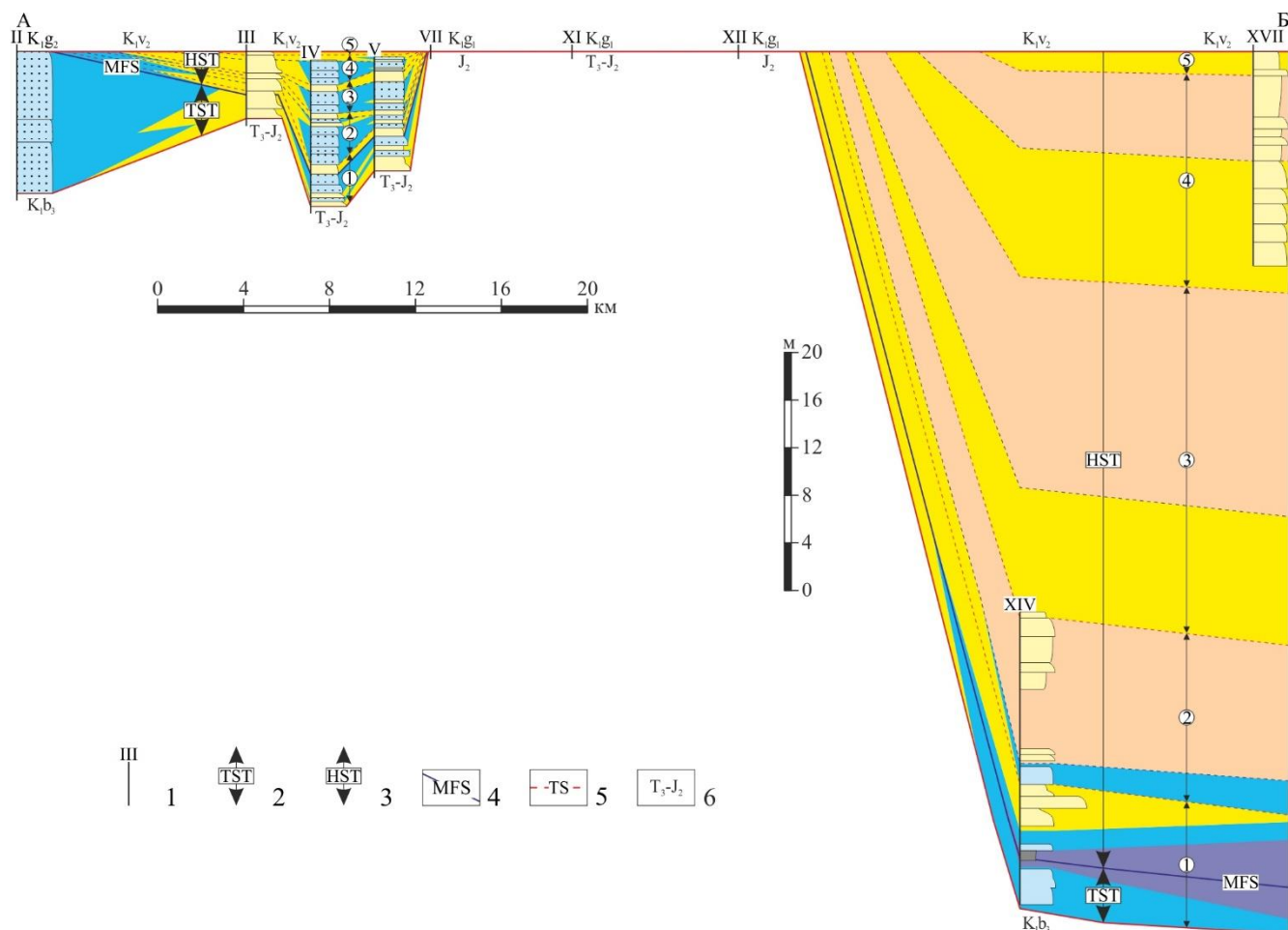


Рис. 3.7. Литологический профиль секвенции верхнего берриаса – нижнего валанжина. 1 – интервалы, представленные в обнажениях и их номера (расшифровку см. на рис. 2.2, 3.1); 2 – трансгрессивный системный тракт, 3 – системный тракт высокого стояния; 4 – поверхность максимального затопления; 5 – трансгрессивная поверхность, 6 – возраст подстилающих и перекрывающих пород. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.1. Линию профилей см. на рис. 2.2. Разрезы выровнены по кровле секвенции.

Таким образом, ограниченные снизу и сверху эрозионными несогласиями отложения верхнего берриаса – нижнего валанжина образуют первую осадочную секвенцию, а 1–5 циклотемы являются ее парасеквенсами (рис. 3.7). Трансгрессивный системный тракт (TST) соответствует нижней части 1 циклотемы, а ее трансгрессивный максимум является поверхностью максимального затопления (MFS). Системный тракт высокого стояния (HST) образуют регрессивная часть 1 и 2–5 циклотемы. В представленном на рис. 3.7 сечении первая секвенция разделена на западный и восточный фрагменты областью, в пределах которой на эродированной поверхности пород верхнего триаса – средней юры (обнажения г. Лесистая и Змеиная, 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 1 циклотемы имеет мощность около 12 м, что существенно больше этого стратиграфического интервала в разрезах г. Резаная, оврага Кояс-Джилга, г. Длинная (2–3 м). Тогда можно полагать, что до начала эрозии мощность отложений увеличивалась к юго-западу. В мелководных обстановках во время трансгрессий накапливались известняки, а во время регрессий – песчаники (см. рис. 3.7). Исключением является сложенный только прибрежными песчаниками разрез г. Резаная (мощность 6 м), указывающий на присутствие рядом возвышенной суши, с которой постоянно (и во время трансгрессий) поступал терригенный материал.

Восточная часть первой секвенции выклинивается в юго-западном направлении (см. рис. 3.7). 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 (см. рис. 3.7). У основания HST (регрессивная часть 1 и 2 циклотемы) представлена смена известковистых глин глубоководья оолитовыми известняками и известковистыми песчаниками прибрежного мелководья, которые перекрыты песчаниками и конгломератами дельты. Трансгрессивные интервалы 3–5 циклотем образуют карбонатно-терригенные осадки мелководья, а регрессивные – терригенные отложения дельты (см. рис. 3.7).

На эродированной поверхности нижнего валанжина залегает вторая секвенция, сформировавшаяся в позднем валанжине (рис. 3.8).

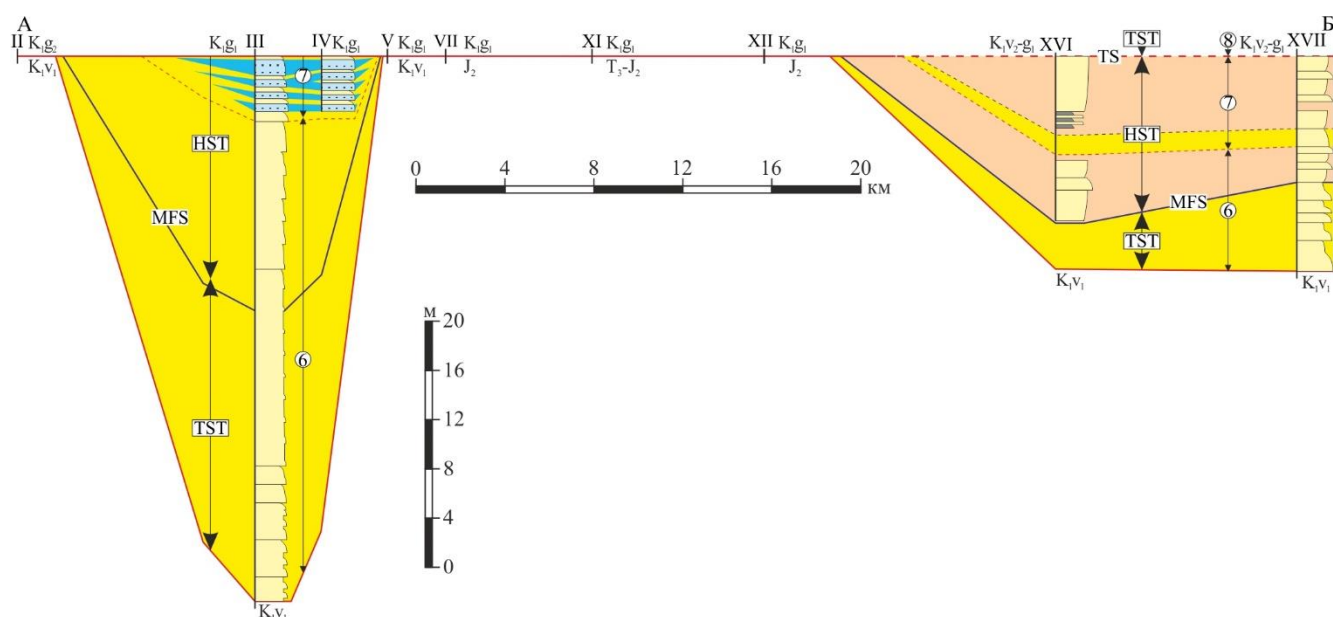


Рис. 3.8. Литологический профиль секвенции верхнего валанжина. Условные обозначения см. на рис. 3.7.

На западе в рассматриваемом сечении (см. рис. 3.8) 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 *Thurmanniceras 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 6 циклотемы) здесь установлена по тенденциям изменений карбонатности пород, отражающим изменения pH придонных вод [Македонов, 1985], обилия и разнообразия остатков морской фауны, наличию обломков фосфатов и кальцитовых конкреций (см. рис. 3.8). Представленную в обнажениях гор Резаная, Белая и оврага Кояс-Джилга трансгрессивную часть 7 циклотемы образуют чередования известковистых песчаников и песчаных известняков (см. рис. 3.1 и 3.8). 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, 1997].

Восточный фрагмент второй секвенции (см. рис. 3.8) TST сложен песчаниками прибрежного мелководья (трансгрессивная часть 6 циклотемы) и ограничен MFS (трансгрессивный максимум 6 циклотемы). HST образуют песчаники и конгломераты дельты (регрессивные части 6 и 7 циклотем), и известковые песчаники прибрежного мелководья трансгрессивной части 7 циклотемы (см. рис. 3.8). 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, очевидно, отражают существенную изменчивость скорости и амплитуды тектонических движений, происходивших в течение валанжинского века.

На кровле 7 циклотемы в обнажениях долины р. Бештерек и Зуйского карьера согласно залегает трансгрессивная последовательность слоев 8 циклотемы, основание которой образуют известковые песчаники прибрежного мелководья (см. рис. 3.1). Их перекрывают отложения глубоководья, представленные чередованиями песчаников тонкозернистых и глин, которые сменяет пачка известковистых глин с прослоями песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов 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 (см. рис. 3.8).

Формирование третьей секвенции, образованной 8–10 циклотемами (см. рис. 3.2) началось в конце позднего валанжина и продолжалось в течение всего раннего готерива. В показанном на рис. 3.9 разрезе она представляет собой линзу, которая в западной и восточной частях с параллельным несогласием (горы Резаная и Белая, Длинная, Патиль, Малый Кермен) или согласно (р. Бештерек, г. Кунич) перекрывает отложения валанжина, а в центральной – с угловым несогласием залегает на породах триаса – юры.

На значительной части рассматриваемой территории кровля нижнего готерива размыта и перекрыта отложениями верхореченской свиты верхнего готерива (с. Партизанское), сельбухринской свиты верхнего альба (г. Лесистая), палеогена (р. Бештерек) или четвертичными образованиями (обнажения гор Патиль и Малый Кермен, Первомайского и Курцовского карьеров) (см. рис. 3.2). В направлении Сбросового лога нижнеготеривские отложения выклиниваются. Согласная граница с породами 11 циклотемы установлена в наиболее полных разрезах на юго-западе (г. Резаная, Белая) и северо-востоке (г. Кунич), в которых выделяются все зоны нижнего готерива [Барабошкин, 1997б; Барабошкин и др., 2016].

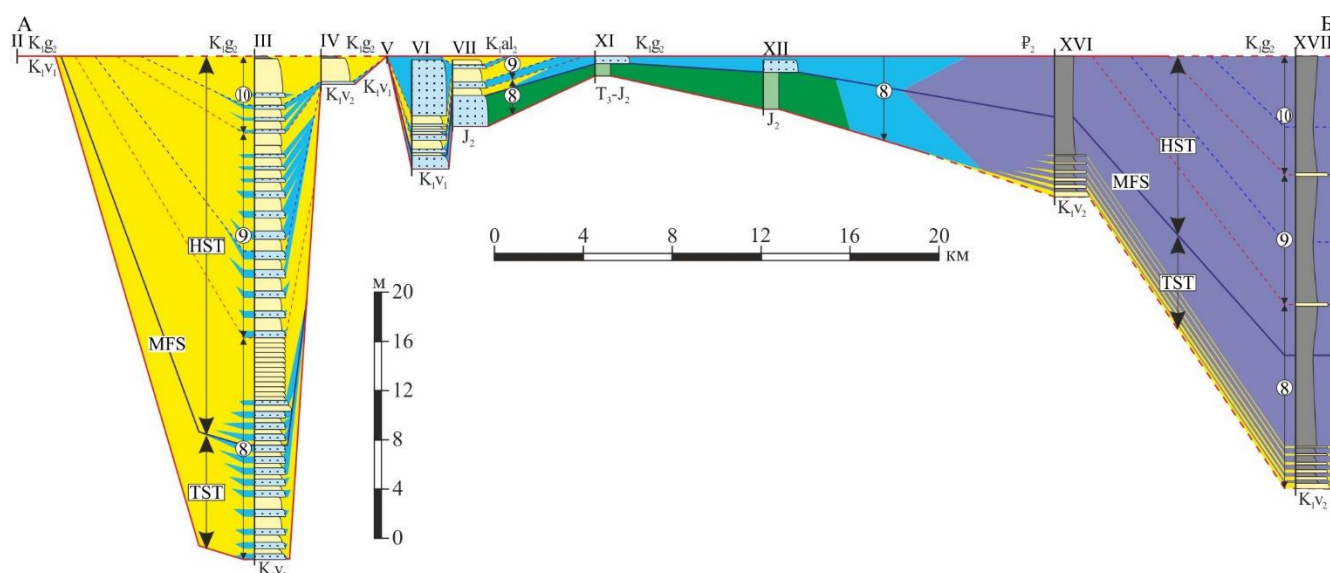


Рис. 3.9. Литологический профиль секвенции верхнего валанжина – нижнего готерива. Условные обозначения см. на рис. 3.7.

TST здесь образует нижняя часть 8 циклотемы, а HST соответствуют регрессивная часть 8 и 9–10 циклотемы (см. рис. 3.9). MFS (трансгрессивный максимум 8 циклотемы) определяется по увеличению доли известняков в разрезе г. Резаная и Белая, присутствию карбонатных конкреций и фосфатов. Этому уровню в обнажениях Первомайского и Курцовского карьеров, г. Малый Кермен и с. Партизанское соответствует кровля известняков патч-рифов. Существенное увеличение мощности нижнеготеривских отложений в западном и восточном направлениях (до 40 м в разрезах гор Белая, Резаная и Кунич) связано как с последующим размывом (например, на г. Длинная, где сохранились только плохо обнаженные маломощные фрагменты рыхлых песчаников [Барабошкин и др., 2016], так и с рельефом унаследованной поздневаланжинской поверхности дна. Отсутствие в овраге Кояс-Джилга отложений зон *Leopoldia desmoceroides* и *Crioceratites loryi* (см. рис. 3.2), вероятно, является следствием тектонического поднятия этого блока в начале раннего готерива.

3.3. Палеогеография

Генетическая интерпретация установленных в разрезах литологических комплексов пород (см. раздел 3.1) в сочетании с анализом их вертикальных и латеральных взаимоотношений (см. раздел 3.2) позволила создать концептуальные модели обстановок формирования разрезов верхнего берриаса – нижнего готерива во время трансгрессий и регрессий (рис. 3.10).

Эти модели использованы при составлении палеогеографических схем, отражающих особенности крымского палеобассейна на финальных фазах формирования TST и HST установленных нами секвенций (рис. 3.11).

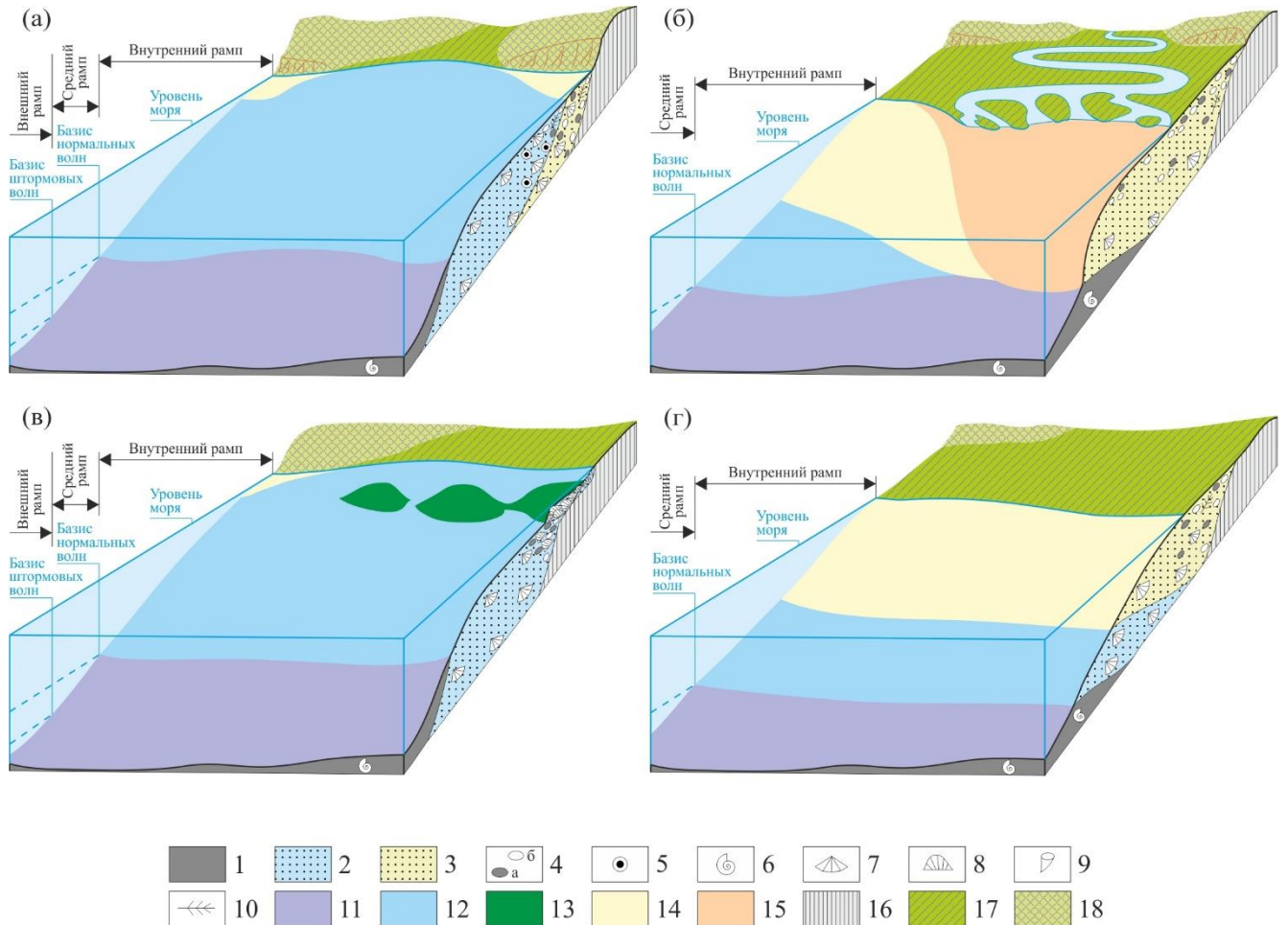


Рис. 3.10. Обстановки осадконакопления в позднем берриасе – валанжине (а, б) и раннем готериве (в, г) на трансгрессивных (а, в) и регрессивных (б, г) этапах эволюции палеобассейна. 1–3 – отложения: 1 – глины, 2 – известняки, 3 – пески; 4 – гравий и гальки (а – экстракласты, б – интракласты); 5 – ооиды; 6–9 – органические остатки: 6 – планктон и нектон, 7 – подвижный бентос, 8, 9 – неподвижный бентос: 8 – колониальные кораллы, 9 – одиночные кораллы, 10 – наземные растения; 11–15 – обстановки седиментации: 11 – низкодинамичное глубоководье, 12 – динамичное мелководье с карбонатной седиментацией, 13 – патч-риффы, 14 – динамичное мелководье с терригенной седиментацией, 15 – дельта; 16 – подстилающие породы и отложения предыдущего этапа осадконакопления; 14, 15 – суша: 14 – низменность, 15 – возвышенность.

Показанная на юго-востоке «Таврическая» суша, вероятно, представляла собой остров, образованный сохранившимся до готерива 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 (см. рис. 3.1, 3.7). В центральной, наиболее поднятой части «Таврического» острова обнажались верхнеюрские конгломераты [Барабошкин и др., 2016] и известняки, на которых в эрозионных врезках у с. Мраморное (см. рис. 2.2) залегают глины берриаса и верхнего готерива [Барабошкин, Янин, 1997].

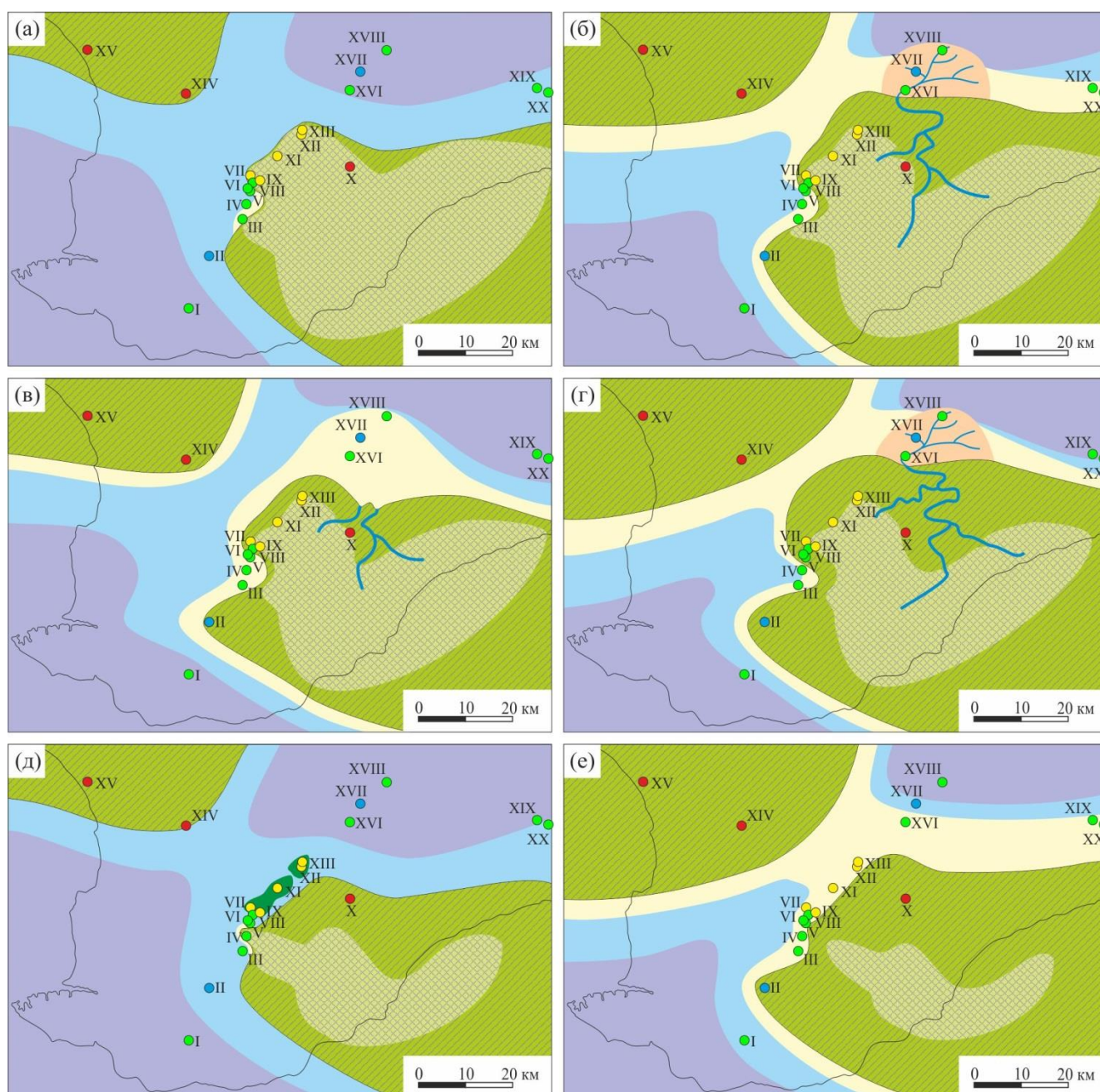


Рис. 3.11. Эволюция палеогеографической ситуации в позднем берриасе – раннем валанжинке (а, б), позднем валанжинке (в, г) и раннем готериве (д, е) на финальных этапах образования: а, в, д – трансгрессивных трактов (TST), б, г, е – трактов высокого стояния (HST). Условные обозначения см. на рис. 2.2, 3.10.

На северо-западе (см. рис. 3.11) показана «Скифская» суша, представлявшая собой низменность [Никишин и др., 2009], сложенную породами палеозойского фундамента, которые в скважинах у сел Новоселовка и Новофедоровка (см. рис. 2.2) перекрыты отложениями верхнего готерива – среднего альба [Тузяк, 2013].

«Таврическую» и «Скифскую» суши разделял морской пролив, ширина которого увеличивалась при трансгрессиях и сокращалась во время регрессий (см. рис. 3.11).

При формировании TST первой секвенции (см. рис. 3.7, 3.11, а) у береговой линии западной возвышенной окраины «Таврического» острова накапливались отложения галечно-

песчаных пляжей каратлыкской свиты, трансгрессивно залегающие на породах таврической серии верхнего триаса – средней юры в обнажениях г. Резаная, оврага Кояс-Джилга, гор Длинная и Патиль (см. рис. 3.1, 3.5). Увеличение глубины моря к северо-западу и смену терригенных осадков карбонатными накоплениями подтверждает детальный фациальный анализ разрезов каратлыкской свиты в бассейне р. Бодрак [Шишлов и др., 2019; Шишлов и др., 2020]. Южнее, у низменных побережий, терригенного материала было меньше, и здесь сформировались галечно-песчаные рудстоуны (см. 3.3, а, б), которые в обнажениях Сбросового лога (см. рис. 3.1) несогласно перекрывают конгломераты албатской толщи берриаса [Аркадьев и др., 2012]. У северо-восточной низменной окраины «Таврического» острова в высокодинамичных мелководных условиях образовались песчанистые оолитовые рудстоуны (см. рис. 3.3, д, е) зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (см. рис. 3.1).

На финальной фазе формирования TST первой секвенции (см. рис. 3.7) за счет возраставшего дефицита терригенного материала дистальная часть внутреннего рампа стала областью накопления песчаных лито-биокластовых грейнстоунов и пакстоунов (см. рис. 3.3, в, г), образующих трансгрессивную часть 1 циклотемы в обнажениях оврага Кояс-Джилга и г. Длинная (см. рис. 3.1). 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 (см. рис. 3.7).

При образовании HST первой секвенции (см. рис. 3.7, 3.11, б) площади «Таврического» острова и «Скифской» суши увеличивались, а размеры юго-западной и северо-восточной глубоководных впадин сокращались. Рост количества поступающего в море терригенного материала привел к расширению области накопления известковых песков и уменьшению площади формирования известняков. На северо-востоке «Таврического» острова в устье реки формировалась дельта (см. рис. 3.11, б), отложения которой образуют регрессивные интервалы 2 и 4 циклотем в разрезах р. Бештерек и Зуйского карьера (см. рис. 3.1, 3.6). Высокая скорость седиментации на фоне весьма интенсивного тектонического погружения обеспечивала сохранение мелководных условий осадконакопления в северо-восточной части палеобассейна (см. рис. 3.7).

На рубеже раннего и позднего валанжина в результате падения относительного уровня моря значительная часть Юго-Западного и Центрального Крыма стала сушей, и верхняя часть HST первой секвенции (см. рис. 3.7) была эродирована. Осадконакопление продолжалось только на юго-западной окраине региона, где формировались глубоководные глины новобобровской толщи (см. рис. 2.2).

Конфигурация бассейна в позднем валанжине (см. рис. 3.11, в, г) мало отличается от ранневаланжинской. Однако даже во время финальной фазы формирования TST второй

секвенции (см. рис. 3.8, 3.11, в) в прибрежных мелководных обстановках накапливались только пески, образующие трансгрессивную часть 6 циклотемы в разрезах г. Резаная, г. Белая и Зуйском карьере (см. рис. 3.1, 3.8). 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 (см. рис. 3.8).

При формировании HST второй секвенции (см. рис. 3.8, 11, г) на северо-востоке «Таврического» острова накапливались пески и галечники дельты (см. рис. 3.6), образующие регрессивные части 6 и 7 циклотем (см. рис. 3.1, 3.8). 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 (см. рис. 3.1, 3.8). Морские обстановки осадконакопления сохранились только на северо-востоке, где в кровле второй секвенции фиксируется согласная TS (см. 3.8).

В начале готерива произошел самый значительный за всю позднеберриаско – раннеготеривскую историю региона подъем уровня моря (см. рис. 3.11, д). Во время образования TST третьей секвенции (см. рис. 3.9) у северо-западного берега «Таврического» острова сформировалась полоса распространения коралловых патч-риффов (см. рис. 3.4, 3.11, д), которая прослеживается от Первомайского карьера, гор Лесистая и Малый Кермен к северо-востоку на протяжении около 17 км (обнажения села Партизанское, Курцовского и Петропавловского карьеров) (см. рис. 3.2, 3.9). На финальной фазе формирования TST (см. рис. 3.9, 3.11, д) в палеобассейне накапливались преимущественно лито-биокластовые грейнстоуны и пакстоуны, маркирующие положение MFS в разрезах гор Резаная, Белая и Патиль (см. рис. 3.2, 3.9). В унаследованных с валанжинского времени глубоководных впадинах продолжалось формирование глубоководных глин новобобровской, кунической и тополевской толщ (см. рис. 2.2, 3.11, д).

При образовании HST третьей секвенции (см. рис. 3.9, 3.11, е) возросло количество поступающего терригенного материала со «Скифской» и «Таврической» суши, что привело к увеличению области накопления песков и уменьшению площади распространения известняков.

В течение всего раннего готерива район оврага Кояс-Джилга, вероятно, представлял собой изолированный тектонический блок, который во время образования отложений 8 и 9 циклотем испытывал интенсивное воздымание относительно смежных территорий (обнажения гор Резаная, Белая и Патиль). В конце формирования HST знак тектонических движений

изменился, произошло погружение, и на породах валанжина стали накапливаться отложения 10 циклотемы (см. рис. 3.2, 3.9).

Полученные результаты подтверждают представления о том, что в конце берриаса, валанжине и раннем готериве основной питающей провинцией рассматриваемого палеобассейна 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; Барабошкин и др., 2016; Nikishin et al., 2015b] 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; Барабошкин и др., 2016; Akbayram et al., 2013; Okay, Nikishin, 2015], эта суша была возвышенной [Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015b]. 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., 2015b] южной окраины Евразии [Юдин, 2008].

Следует предполагать, 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., 2015b; Барабошкин, 2015], 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., 2015b; Барабошкин, 2015]. Раньше это органично вписывалось в геосинклинальную 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 положение о его аккумуляции в осевой части рифтового прогиба [Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015b], 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 (см. рис. 3.1). 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 и др., 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; Дубкова и др., 2022б], 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].

При абсолютных датировках детритовых цирконов из валанжинских песчаников Зуйского карьера установлены многочисленные зерна титонского возраста – 149 млн. лет [Nikishin et al., 2015b], что свидетельствует о перемыке позднеюрских пород, обогащенных пепловым материалом из вулканических поясов Понтид или Закавказья [Барабошкин и др., 2016]. Присутствующие здесь цирконы палеозойского и докембрийского возраста [Nikishin et al., 2015b], вероятнее всего, происходят из галек метаморфических и магматических пород, которые установлены в демерджинских конгломератах [Юдин, 2008; Барабошкин и др., 2016].

Для обоснования положения о том, что мазанская свита формировалась в устье реки, текущей по северной суше, отмечены южный [Бызова, 1981], западный [Барабошкин, Янин, 1997] и юго-восточный [Барабошкин и др., 2016] наклон косых слойков в песчаниках. В работе [Барабошкин и др., 2016, рис. 1.60] приведены две розы-диаграммы, построенные по результатам 27 замеров у с. Мазанка, и 36 замеров у с. Крымская роза (Зуйский карьер). На них видно, что при преобладании падения слойков в юго-восточных румбах, установлены также

северо-западные и северо-восточные направления. Этого следовало ожидать, поскольку в разрезах представлена не только косая однонаправленная слойчатость отложений дельтовых проток (см. рис. 3.6, а, ж) но и разнонаправленная слойчатость (см. рис. 3.6, д, з) в песчаниках баров и пляжей [Горбенко, 2011]. Обработка результатов выполненных нами 234 замеров (рис. 3.12) показывает, что в долине р. Бештерек преобладают слойки, падающие на восток – северо-восток, в карьере у села Нижние Орешники – на запад и северо-запад, в Зуйском карьере – на северо-восток. Эти доминанты, по-видимому, отражают направления течения в дельтовых протоках и смещения приустевых баров, что учтено при составлении представленных выше палеогеографических схем (см. рис. 3.11, б, г). Противоположные юго-западные и юго-восточные румбы падения косых слойков можно считать следствием перемещения к берегу песчаных отложений дельты под действием волнений.

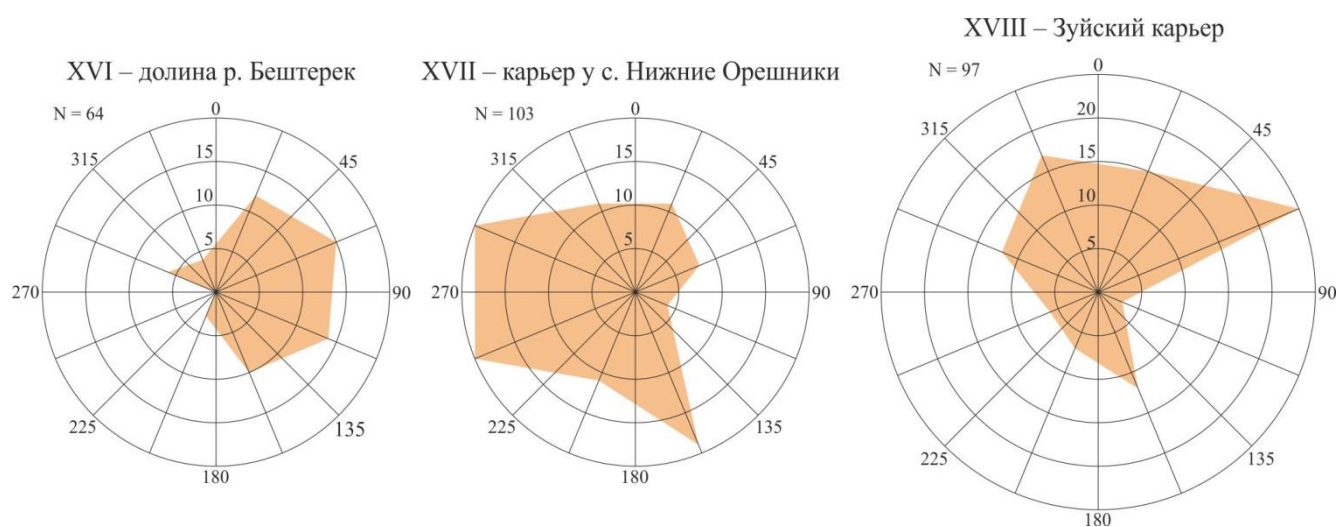


Рис. 3.12. Розы-диаграммы направлений падения косой слойчатости песчаников мазанской свиты с поправкой на современное залегание пород. N – количество замеров. Римские цифры – номера разрезов на рис. 2.2 и 3.11.

3.4. Выводы по разделу

Корреляция наиболее представительных разрезов верхнего берриаса – нижнего готерива Юго-Западного и Центрального Крыма, выполненная ранее по находкам фауны, уточнена и дополнительно обоснована циклостратиграфическими и секвенс-стратиграфическими методами. В результате установлены три секвенции, которые 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 каратлыской свит представляется целесообразным проводить по поверхности несогласия между нижним и верхним валанжином.

Основанная на анализе пространственно-временных взаимоотношений литологических комплексов пород реконструкция эволюции палеогеографической ситуации приводит к заключению о том, что в течение позднего берриаса – раннего готерива 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 разновозрастных интервалов разрезов.

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 известняки. У возвышенных берегов накапливались галечно-песчаные отложения, а у низменных – галечно-песчаные и оолитовые рудстоуны. Во время готеривской трансгрессии вдоль северо-западного берега «Таврической» суши образовалась цепочка коралловых патч-риффов.

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 валанжинском веке из материала, транспортируемого рекой с южных возвышенностей киммерийского орогена, происходило накопление песков и конгломератов дельты.

4. ВЕРХНИЙ СЕНОМАН – НИЖНИЙ ТУРОН

4.1. Литологические комплексы пород и их генетическая интерпретация

В разрезах пограничного сеноман-туронского интервала (рис. 4.1) установлено четыре литологических комплекса пород: глины и мергели дистальной области застойного глубоководья с бескислородными придонными водами, глины и мергели проксимальной области застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами, известняки (вакстоуны) переходной зоны между базисами нормальных и штормовых волн, известняки (пакстоуны) динамического мелководья.

Глины и мергели дистальной области застойного глубоководья с бескислородными придонными водами (рис. 4.2), песчанистые и алевроитистые, темно-серые, буровато-черные и черные, содержащие более 0,2 % (до 8 %) тонкодисперсного органического вещества. В пелитовый карбонатно-глинистый матрикс погружены единичные не соприкасающиеся друг с другом раковины планктонных фораминифер и мелкий неопределимый раковинный детрит, обломки кварца (до 30 %) алевроитовой, реже тонкопесчаной, размерности, единичные чешуйки слюды, фосфатные фрагменты рыб, спикулы кремниевых губок и радиолярии. Характерны многочисленные желваковые выделения сульфидов диаметром до 10 мм. Полости раковин фораминифер часто заполнены органическим веществом и сульфидами. Присутствуют единичные мелкие ихнофоссилии. Многочисленные линзовидные (толщина до 0,05 мм, длина до 0,25 мм) скопления органического вещества намечают тонкую прерывистую горизонтальную слоистость, которую подчеркивает плитчатая отдельность.

По-видимому, это породы стандартной микрофауны СМФ 1 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Формирование осадков происходило ниже базиса волнений в застойных условиях дистальной области внешнего рампа. Кислорода здесь хватало только на частичное разложение органического вещества, остатки которого захоранивались в восстановительной среде, благоприятной для образования сульфидов. Низкие значения pH приводили к растворению тонких кальцитовых частиц. В результате повышалась доля нерастворимых компонентов – глина, алевроитовые и тонкопесчаные терригенные зерна, кремниевые спикулы губок и раковины радиолярий, фосфатные фрагменты рыб. Таким образом, можно считать, что породы этого литологического комплекса являются наиболее глубоководными образованиями в рассматриваемом стратиграфическом интервале.

Глины и мергели проксимальной области застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами (рис. 4.3), песчанистые и алевроитистые, серые и темно-серые.

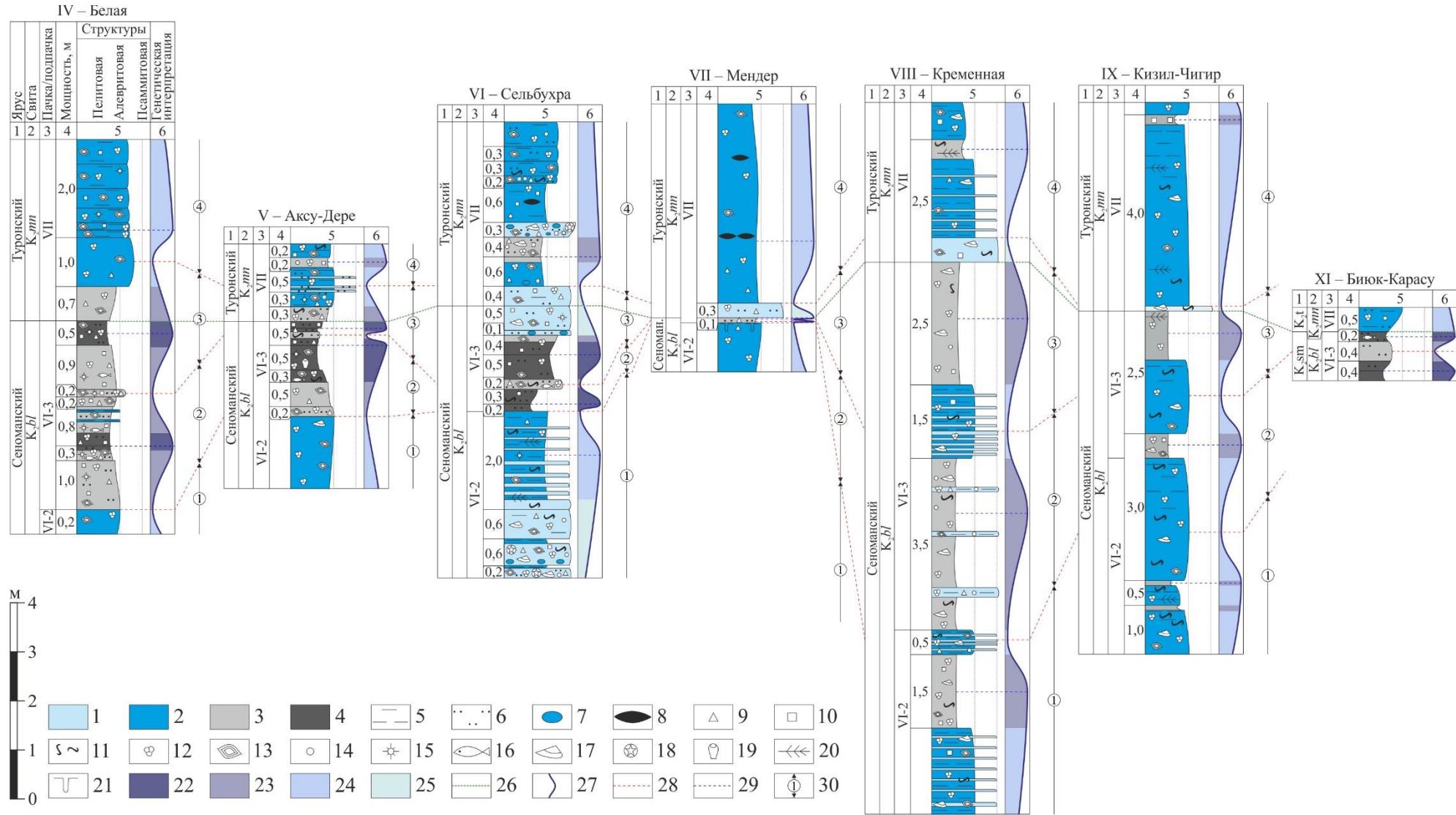


Рис. 4.1. Схема корреляции разрезов пограничного сеноман-туронского интервала. 1–4 – горные породы: 1 – пакстоуны, 2 – вакстоуны, 3 – глины и мергели, 4 – глины и мергели, содержащие более 0,2 % органического вещества; 5–6 – примеси: 5 – глинистость, 6 – песчанистость; 7–10 – включения и новообразования: 7 – гравий и галька известняков, 8 – конкреции кремней, 9 – глауконит, 10 – сульфиды; 11 – ихнофоссилии; 12–20 – органические остатки: 12 – планктонные фораминиферы, 13 – бентосные фораминиферы, 14 – кальцисферы, 15 – радиолярии, 16 – рыбы, 17 – иноцерамы, 18 – морские ежи, 19 – губки, 20 – растительный детрит; 21 – поверхность твердого дна; 22–25 – литологические комплексы: 22 – глины и мергели дистальной области застойного глубоководья с бескислородными придонными водами, 23 – глины и мергели проксимальной области застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами, 24 – вакстоуны переходной зоны между базисами нормальных и штормовых волн с изменчивой гидродинамикой и удовлетворительной аэрацией придонных вод, 25 – пакстоуны динамического мелководья с хорошей аэрацией придонных вод; 26 – граница сеноманского и туронского ярусов, 27 – изменения уровня моря, 28 – регрессивный максимум, 29 – трансгрессивный максимум; 30 – трансгрессивно-регрессивные циклотемы и их номера. Свиты: K_2bl – белогорская свита, K_2mn – мендерская свита. Нумерация пачек по [Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2007]. Разрез Биюк-Карысу составлен по [Латыпова и др., 2019], разрезы Белая, Аксу-Дере, Сельбухра и Мендер по [Алексеев и др., 2007] с небольшими дополнениями.

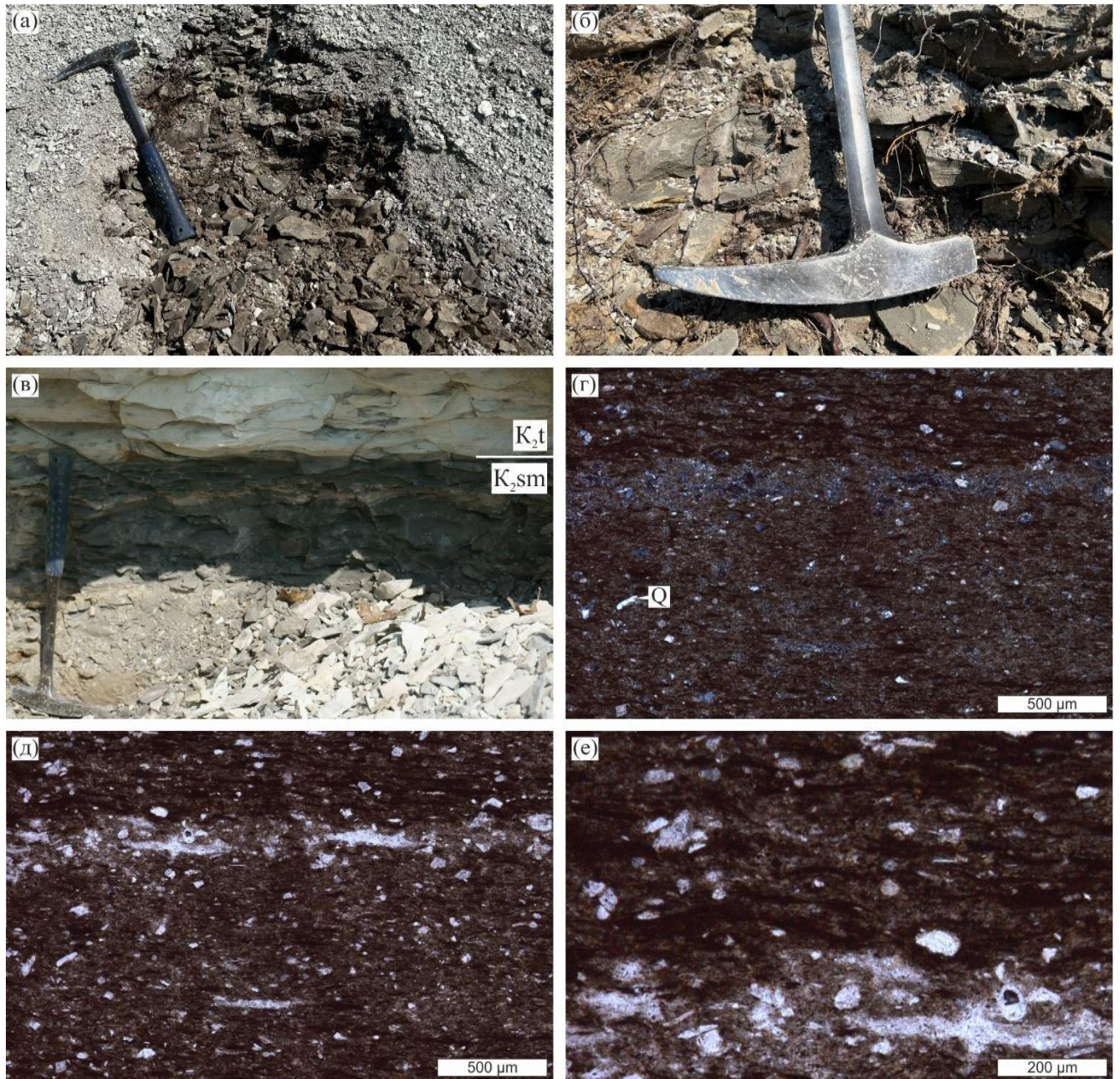


Рис. 4.2. Глины и мергели дистальной области застойного глубоководья с бескислородными придонными водами, содержащие более 0,2 % тонкодисперсного органического вещества, в обнажениях (а–в) и шлифах (г–е): а, б – мергели алевроитистые, белогорская свита, г. Сельбухра; в–е – глины известковые алевроитистые, белогорская свита, овраг Аксу-Дере. Q – кварц; д, е – николи II; в – николи X.



Рис. 4.3. Глины и мергели проксимальной области застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами в обнажении (а) и шлифах (б–д): а–в – мергели, белогорская свита, г. Кременная; г – глины известковые алевритистые, белогорская свита, овраг Аксу-Дере; д – мергели, белогорская свита, овраг Аксу-Дере. Q – кварц, Gl – глауконит, fr – фораминиферы. г – николи II; б, в, д – николи X.

В пелитовый карбонатно-глинистый матрикс погружены единичные не соприкасающиеся друг с другом раковины планктонных фораминифер, фрагменты призматического слоя иноцерамов, мелкий неопределимый раковинный детрит. Обломки кварца алевритовой и песчаной размерности (0,05–0,25 мм) образуют от 5 до 10 % породы. Присутствуют редкие чешуйки слюды, зерна глауконита, фосфатные фрагменты рыб, радиолярии, выделения сульфидов диаметром до 0,2 мм. Полости раковин фораминифер часто заполнены органическим веществом и сульфидами.

Слабая ориентировка форменных элементов и редкие линзовидные (толщина до 0,01 мм, длина до 0,05 мм) скопления органического вещества намечают прерывистую субгоризонтальную слойчатость, которую иногда нарушают единичные мелкие следы жизнедеятельности илоедов.

Породы этого комплекса можно отнести к стандартной микрофации СМФ 3 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Вероятно, такие осадки формировались ниже базиса волнений (пелитовая структура, горизонтальная слойчатость) в обстановках проксимальной области внешнего рампа. Присутствующего здесь у дна кислорода хватало для обеспечения жизнедеятельности бентосных организмов (единичные ихнофоссилии) и почти полного разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ, сероводород и органические кислоты приводили к снижению pH иловых вод и растворению микритовых частиц кальцита. В результате осадок обогащался нерастворимыми компонентами, существенно увеличивалась доля глины, росло содержание алевритовых и песчаных кварц-силикатных зерен, кремниевых раковин радиолярий и фосфатных фрагментов рыб. В восстановительных условиях формировались стяжения сульфидов.

Известняки (вакстоуны) переходной зоны между базисами нормальных и штормовых волн с изменчивой гидродинамикой и удовлетворительной аэрацией придонных вод (рис. 4.4), детритово-кальцисферово-фораминиферовые глинистые светло-серые. В микритовый глинисто-карбонатный матрикс погружены не соприкасающиеся друг с другом раковины планктонных и единичных бентосных фораминифер, кальцисферы, редкие фрагменты призматического слоя иноцерамов, иглы морских ежей, мелкий неопределимый раковинный детрит.

Характерны зерна кварца (1–15 %) (таблица 3) преимущественно алевритовой (0,005–0,05 мм), реже тонкопесчаной размерности (до 0,1 мм), чешуйки слюды, глауконит, выделения сульфидов, мелкий углефицированный растительный детрит. Полости некоторых раковин фораминифер заполнены опалом или органическим веществом.

Таблица 3

Содержание нерастворимого остатка в известняках (вакстоунах) переходной зоны между базисами нормальных и штормовых волн с изменчивой гидродинамикой и удовлетворительной аэрацией придонных вод.

№ п/п	Нерастворимый остаток, %	№ п/п	Нерастворимый остаток, %	№ п/п	Нерастворимый остаток, %	№ п/п	Нерастворимый остаток, %
1	3,5	6	13,7	11	3,5	16	4
2	3,2	7	10,4	12	7,2	17	5
3	5,2	8	9,3	13	14,1	18	5
4	7,3	9	4,1	14	12	19	1
5	7,7	10	2,3	15	8		

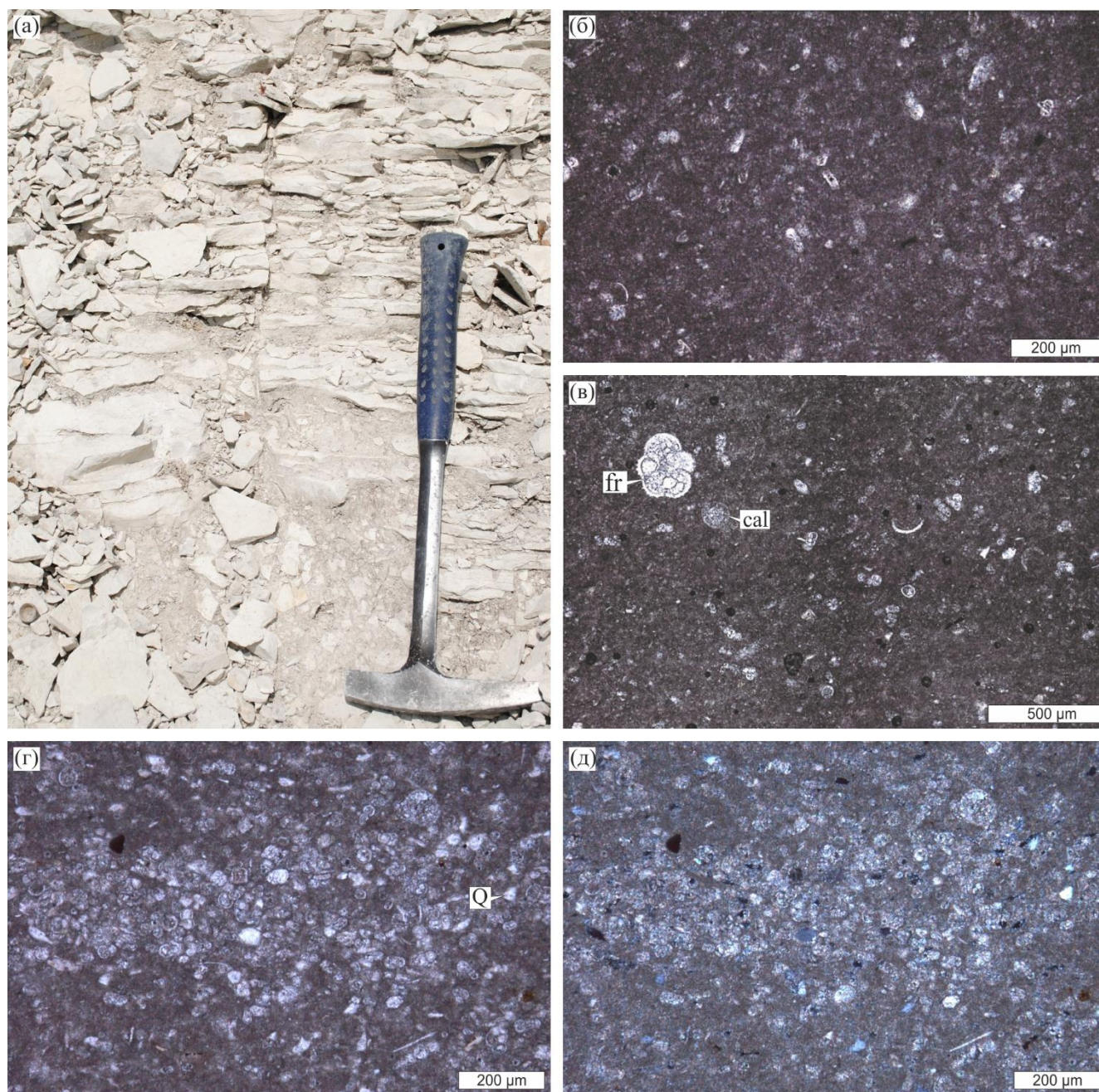


Рис. 4.4. Известняки (вакстоуны) переходной зоны между базами нормальных и штормовых волн с изменчивой гидродинамикой и удовлетворительной аэрацией придонных вод в обнажении (а) и шлифах (б–д): а–в – вакстоуны детритово-кальцисферово-фораминиферовые глинистые, мендерская свита, г. Кременная; г, д – вакстоуны кальцисферово-фораминиферовые глинистые, мендерская свита, овраг Аксу-Дере. Q – кварц, cal – кальцисфера, fr – фораминифера. б–г – николи II; д – николи X.

Неравномерное распределение форменных элементов и глинистой примеси намечает неотчетливую линзовидную текстуру, которую часто нарушают разнонаправленные ходы илюедов и текстуры биотурбации. Иногда присутствуют тонкие (до 20 мм) линзовидные прослои пакстоунов.

Эти известняки следует отнести к стандартным микрофациям СМФ 8–10 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Можно предположить, что такие осадки формировались в переходной зоне

среднего рамп между базисами штормовых и нормальных волнений. В условиях низкой гидродинамики накапливался материал (преимущественно пелитовый), продуцируемый планктоном (кальцит, органическое вещество) и содержащийся во взвешях (кварц-силикатные алевропелитовые частицы, мелкий детрит бентоса и растений). Штормовые волны формировали прослой пакстоунов и являлись причиной удовлетворительной аэрации придонных вод и верхнего слоя осадков. Присутствующего здесь кислорода хватало для жизнедеятельности бентоса и разложения органического вещества.

Известняки (пакстоуны) динамического мелководья с хорошей аэрацией придонных вод (рис. 4.5), детрито-кальцисферово-фораминиферовые светло-серые. Форменные элементы размером от 0,05 до 0,5 мм опираются друг на друга, образуя каркас, состоящий из раковин планктонных, реже бентосных фораминифер, кальцисфер, редких фрагментов (иногда до 3 мм) призматического слоя иноцерамов, панцирей и игл морских ежей. Присутствуют алевритовые зерна и песчинки кварца размером менее 0,1 мм, чешуйки слюды, зерна глауконита (1–2 %). Общее содержание терригенных обломков может достигать 40 % (таблица 4).

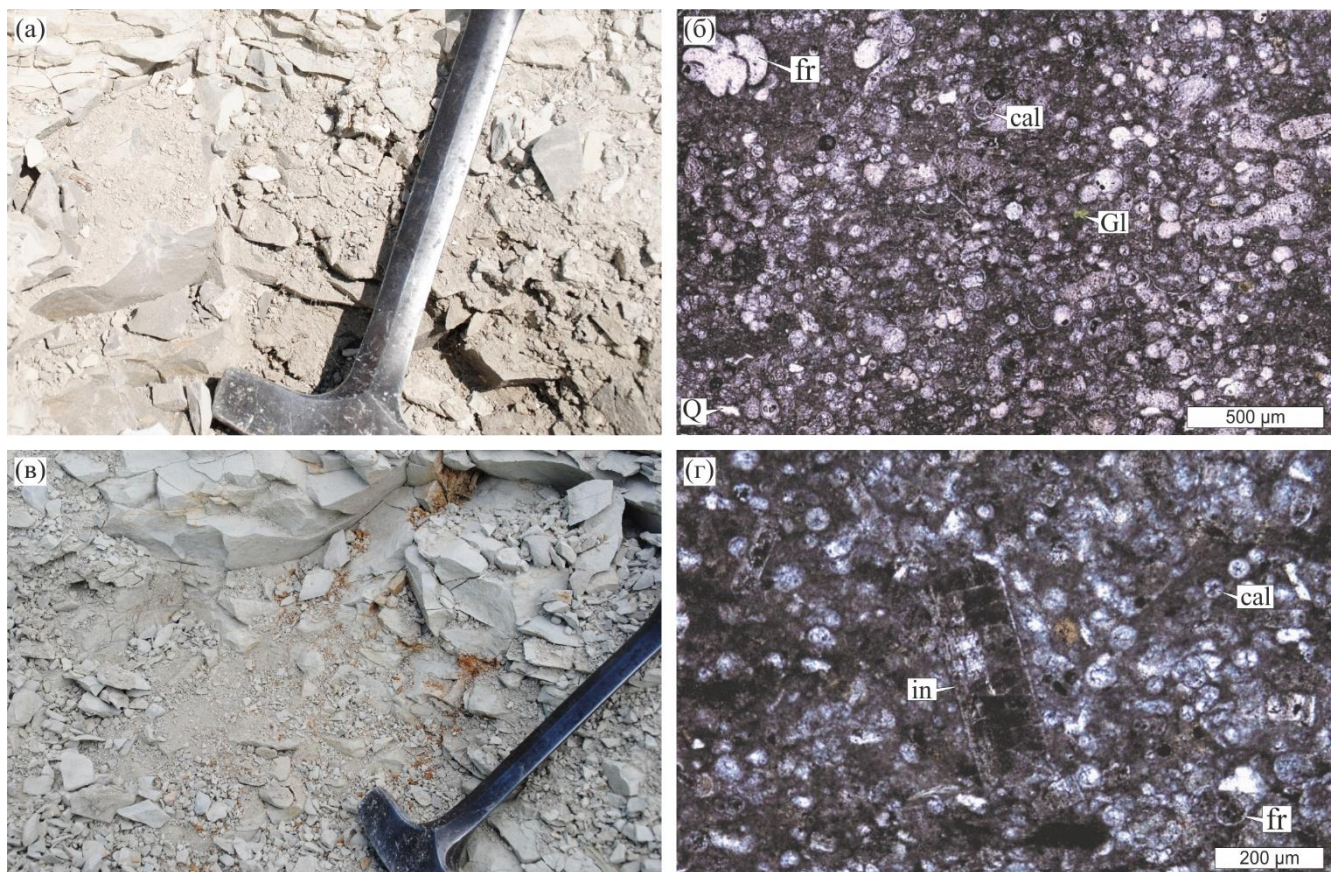


Рис. 4.5. Известняки (пакстоуны) динамического мелководья с хорошей аэрацией придонных вод в обнажении (а, в) и шлифах (б, г): а, б – пакстоуны фораминиферово-кальцисферовые, белогорская свита, г. Кременная; в, г – пакстоуны детрито-кальцисферово-фораминиферовые, белогорская свита, г. Кременная. Q – кварц, Gl – глауконит, fr – фораминиферы, cal – кальцисферы, in – фрагмент призматического слоя раковины *Inoceramus*. б, г – николи II.

Содержание нерастворимого остатка в известняках (пакстоунах) динамичного мелководья с хорошей аэрацией придонных вод.

№ п/п	Нерастворимый остаток, %	№ п/п	Нерастворимый остаток, %
1	39,4	4	25
2	30,1	5	23
3	41		

Цемент микритовый глинисто-карбонатный поровый, участками базальный. Внутренние полости фораминифер и кальцисфер иногда пустые, но обычно заполнены спаритовым кальцитом, реже кристаллами доломита, новообразованиями глауконита, халцедона, или содержат органическое вещество, по которому развиваются тонкокристаллические сульфиды и выделения гидроксидов железа. Слабо выраженная ориентировка детрита и его скопления намечают неотчетливую волнистую и линзовидную слойчатость, а неравномерное распределение глинистой примеси и участки базального цемента неправильной формы маркируют разнонаправленные ходы илоседов и текстуры биотурбации.

Известняки этого комплекса можно отнести к стандартной микрофации СМФ 11 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Псаммитовая структура, волнистая и линзовидная слойчатость свидетельствуют о формировании осадка выше базиса нормальных волнений в динамичных условиях внутреннего рампа. Здесь за счет сортировки материала волнами происходило удаление пелитовой фракции (карбонатной и силикатной), которая осаждалась из взвеси в низкодинамичных зонах палеобассейна, а доля частиц алевроитовой и тонкопесчаной размерности увеличивалась. Благодаря перемешиванию морской воды у дна и в верхнем слое осадка присутствовал кислород, который обеспечивал существование бентоса (фрагменты иноцерамов и морских ежей, бентосные фораминиферы, ихнофоссилии, текстуры биотурбации) и практически полное разложение органического вещества. По-видимому, породы этого литологического комплекса являются наиболее мелководными накоплениями в рассматриваемом интервале разреза.

4.2. Региональные циклы седиментации

Пограничный сеноман-туронский интервал разреза междуречья Кача – Бодрак сформировался в результате 4 региональных циклов осадконакопления (см. рис. 4.1). При этом 1, 2 и трансгрессивная часть 3 циклотемы образуют TST, имеющий позднесеноманский возраст, а регрессивная часть 3 и 4 циклотемы соответствуют HST сформировавшийся в раннем туроне (рис. 4.6). Граница сеноманского и туронского ярусов проводится выше поверхности максимального затопления (MFS).

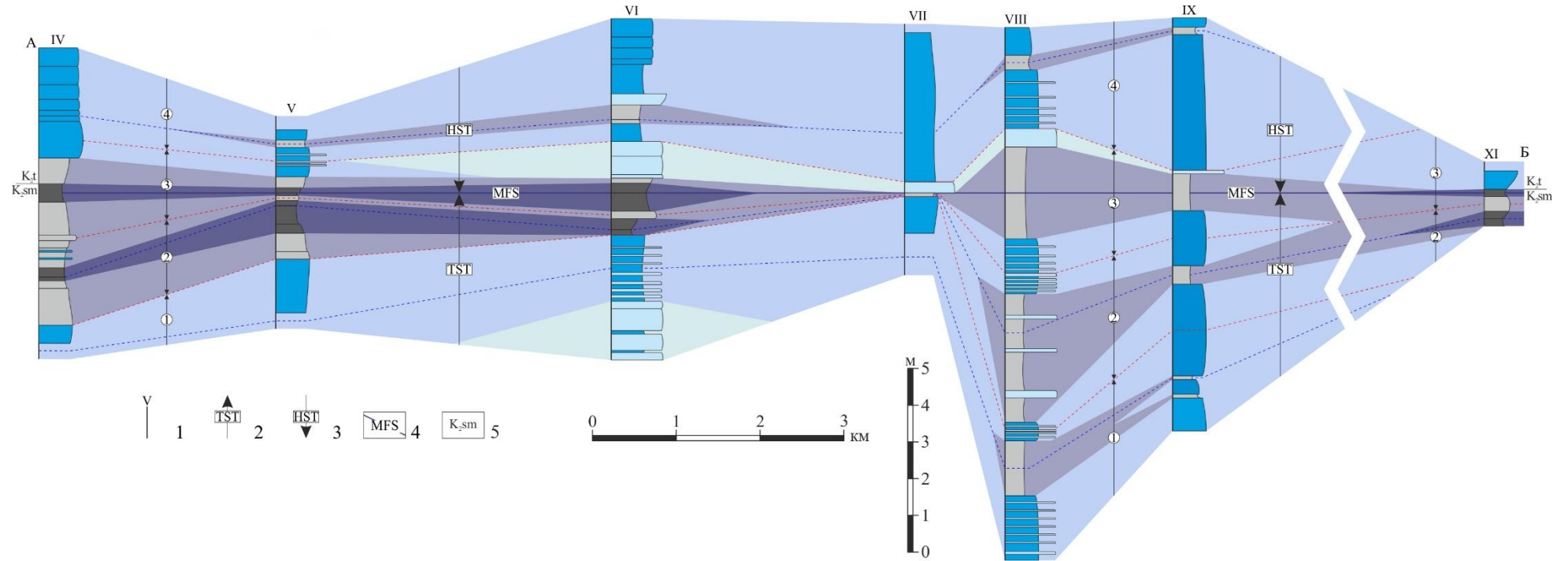


Рис. 4.6. Литологический профиль пограничной сеноман-туронской части разреза. 1 – интервалы, представленные в обнажениях и их номера (расшифровку см. на рис. 2.3); 2 – трансгрессивный системный тракт, 3 – системный тракт высокого стояния; 4 – поверхность максимального затопления; 6 – возраст. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.1. Линию профиля см. на рис. 2.3. Разрезы выровнены по поверхности максимального затопления.

Циклотема 1 образует верхнюю часть подпачки VI-2. В разрезах горы Белой, оврага Аксу-Дере, гор Сельбухра и Мендер (см. рис. 4.1) его венчает твердое дно, образование которого, по-видимому, связано с тем, что на максимуме регрессии этот участок оказался выше профиля равновесия. В результате часть отложений была эродирована, а образовавшаяся поверхность стала областью ненакопления.

В обнажениях гор Кременная и Кизил-Чигир (см. рис. 4.1) максимуму регрессии 1 циклотемы отвечают вакстоуны, которые образовались в переходной зоне между базисами нормальных и штормовых волн (средний рамп). Яркая выраженная поверхность твердого дна, соответствующая перерыву в осадконакоплении, в этих разрезах отсутствует.

Отложения 2 и 3 циклотем образуют большую нижнюю часть подпачки VI-3 (см. рис. 4.1). Накопление этого интервала происходило во время максимума эвстатического подъема уровня моря, результатом которого стало глобальное бескислородное событие ОАЕ 2. В южных разрезах (Белая, Аксу-Дере, Сельбухра) его маркируют отложения застойного глубоководья, образующие «асудеринские слои» [Кузьмичева, 2000; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007]. Трансгрессивным максимумам 2 и 3 циклотем отвечают обогащенные органическим веществом глины и мергели (см. рис. 4.1). Кроме того, на регрессивной фазе образования 3 циклотемы происходил размыв накопившихся ранее отложений, о чем свидетельствует присутствие гравия и гальки известняков в разрезе горы Сельбухра (см. рис. 4.1).

На горе Мендер этот интервал сильно редуцирован (см. рис. 4.1). Отложения комплекса глин и мергелей проксимальной области застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами образуют слюек толщиной 0,1 м, который залегает на поверхности твердого дна и с размывом перекрыт пакстоунами динамичного мелководья [Алексеев и др., 2007]. Вероятно, эта последовательность формировалась на возвышенности, которая могла иметь тектоническую природу. Во время трансгрессий здесь возникали обстановки проксимальной области застойного глубоководья внешнего рампа с минимальным объемом осадкоемкого пространства, что привело к формированию конденсированного разреза. Кроме того, верхняя часть 3 циклотемы была размыва во время регрессии, поскольку оказалась выше базиса нормальных волнений.

В разрезах гор Кременная и Кизил-Чигир (см. рис. 4.1) циклотемы 2 и 3 не содержат пород, обогащенных органическим веществом. На максимумах трансгрессий здесь, в проксимальной области внешнего рампа, накапливались известковые глины и мергели. Верхнюю часть 2 циклотемы образуют вакстоуны среднего рампа, накопившиеся между базисами нормальных и штормовых волн, а регрессивный максимум 3 циклотемы – пакстоуны динамичного мелководья. Мощность этого интервала в разрезе горы Кременная достигает 8 м, что можно считать следствием менее интенсивного, по сравнению с синхронными интервалами

на юге (Белая, Аксу-Дере, Сельбухра) и северо-востоке (Биюк-Карысу), растворения карбонатов в относительно «мелководных» (с лучшей циркуляцией придонных вод) условиях.

Отметим, что этот интервал авторы статьи [Алексеев и др., 2007] относят уже к нижнему турону, считая, что в разрезе горы Кременной подпачке VI-3 соответствует несогласие. Однако представленный на рис. 4.1 и 4.6 вариант сопоставления, учитывающий еще и особенности строения разреза горы Кизил-Чигир, кажется более естественным, хотя очевидно, что для обоснования такой корреляции необходимы тщательные палеонтологические исследования.

В верхней регрессивной части разреза 3 циклотемы по фауне установлена нижняя граница турона [Алексеев и др., 2007].

Циклотему 4, соответствующую нижней части пачки VII, образуют преимущественно вакстоуны, накапливавшиеся в обстановках среднего рампа между базисами нормальных и штормовых волнений. На максимуме трансгрессии в небольших впадинах, ниже базиса волнений, образовались невыдержанные линзовидные слои известковистых глин и мергелей, выклинивающиеся в разрезах гор Белая и Мендер [Алексеев и др., 2007] (см. рис. 4.1, 4.6).

4.3. Палеогеография

Седиментологическая модель, представленная на рис. 4.7, базируется на приведенных выше генетических интерпретациях условий формирования установленных литологических комплексов пород и анализе их вертикальных последовательностей в разрезах (см рис. 4.1, 4.6). При этом учитывалось, что в гигантском поздне меловом эпиконтинентальном море [Алексеев и др., 2005б] основным источником осадочного материала был нанопланктон [Кузнецов, 2003], и на дно поступали преимущественно карбонатные частицы пелитовой и алевроитовой размерности, содержащие органическое вещество. Относительно крупные (более 0,05 мм) остатки планктонных фораминифер, кальцисфер, радиолярий и рыб играли второстепенную роль. В небольших количествах из взвеси осаждались кварц-силикатные алевропелитовые частицы, чешуйки слюды, растительный детрит. Структурно-вещественный состав этого материала, поступавшего на дно из толщи воды, не зависел от глубины, на которой располагалась поверхность осадконакопления. Его могли изменять только физические и химические процессы, происходившие в придонном слое воды и в осадке.

На участках дна с удовлетворительной аэрацией, связанной с постоянным перемешиванием воды волнениями, обитал лингулово-иноцерамовый биоценоз [Кликушин, 1981], продуктивность которого была существенно ниже, чем у планктона. Он являлся источником присутствующих в породах остатков раковин бентосных фораминифер, детрита иноцерамов, морских ежей и спикул губок.

Терригенные песчинки размером от 0,05 до 0,1 мм, учитывая гигантские размеры моря, по-видимому, попадали в воду вместе с пелитовыми и алевритовыми частицами за счет эоловой транспортировки, и могли транспортироваться сальтацией, там, где волны взаимодействовали с дном.

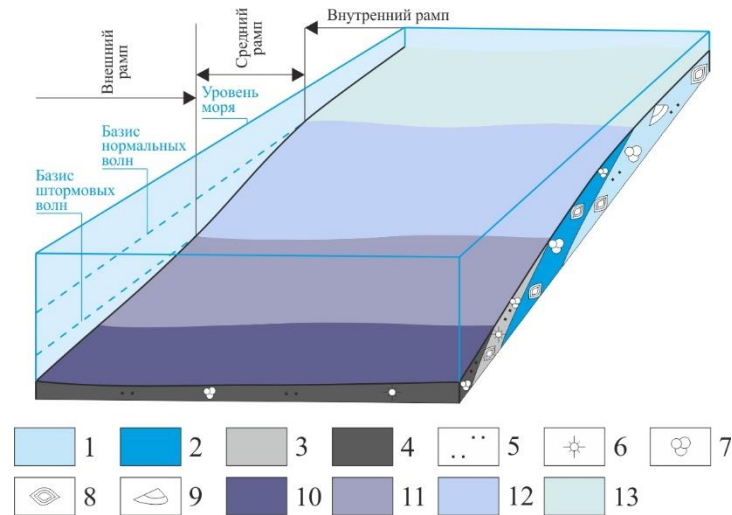


Рис. 4.7. Обстановки осадконакопления в сеномане – туроне. 1–4 – отложения: 1 – пакстоуны, 2 – вакстоуны, 3 – глины и мергели, 4 – глины и мергели, содержащие более 0,2 % органического вещества; 5 – песчанистость; 6–9 – органические остатки: 6 – радиолярии, 7 – планктонные фораминиферы, 8 – бентосные фораминиферы, 9 – двусторонки; 10–13 – обстановки седиментации: 10 – дистальная область застойного глубоководья с бескислородными придонными водами, 11 – проксимальная область застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами, 12 – переходная зона между базисами нормальных и штормовых волн, 13 – динамичное мелководье.

Тогда можно считать, что различия структурно-вещественных, тафономических и текстурных характеристик установленных литологических комплексов пород в значительной степени определяли два взаимосвязанных фактора: 1 – положение дна относительно базисов нормальных и штормовых волнений (рис. 4.7); 2 – положение осадков относительно окислительно-восстановительного барьера (рис. 4.8).

Отложения каждого комплекса накапливались в особой обстановке осадконакопления. В морском бассейне существовали (см. рис. 4.7):

1. Динамичное мелководье с хорошей аэрацией придонных вод, расположенное выше базиса нормальных волнений. В окислительной среде полностью разлагалось органическое вещество. Преобладание карбонатных биогенных частиц размером от 0,05 до 0,1 мм, повышенные содержания кварцевых алевритовых и тонкопесчаных зерен, малое количество пелитового карбонатного и силикатного материала связаны, по-видимому, с сортировкой осадков волнениями.

2. Переходная зона между базисами нормальных и штормовых волн с изменчивой гидродинамикой и удовлетворительной аэрацией придонных вод. В этих условиях происходило накопление отложений, структурно-вещественные особенности которых ближе всего к составу

осадочного материала, поступавшего на дно бассейна из толщи воды. Это микритовый планктоногенный кальцит, содержащий единичные остатки раковин фораминифер, кальцисфер, редкие мелкие обломки бентоса, небольшое количество терригенных пелитовых, алевроитовых и тонких псаммитовых частиц. Благодаря воздействию штормовых волн и биотурбации в верхнем слое ила существовали окислительные условия, которые были благоприятны для разложения органического вещества. Выделяющийся углекислый газ и органические кислоты при перемешивании удалялись, что приводило к сохранению относительно высоких значений рН и замедлению процессов растворения микритовых карбонатов.

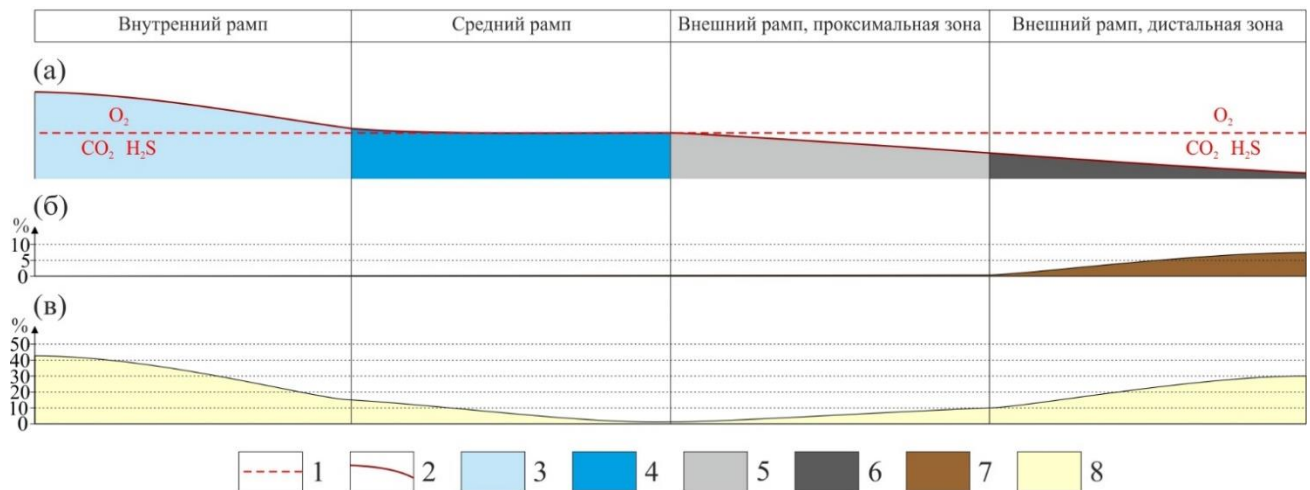


Рис. 4.8. Влияние положения окислительно-восстановительного барьера относительно поверхности дна (а) на содержания органического вещества (б) и терригенных обломков (в) в осадках сеномана – турона. 1 – окислительно-восстановительный барьер, 2 – поверхность дна, 3–6 – отложения: 3 – пакстоуны, 4 – вакстоуны, 5 – глины и мергели, 6 – глины и мергели, содержащие более 0,2 % органического вещества; 7 – органическое вещество, 8 – терригенные обломки. Графики (б, в) составлены по [Алексеев и др., 2007] и собственным материалам (Таблицы 3, 4).

3. Проксимальная область застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами была обстановкой, в которой состав поступающих на дно частиц существенно изменяли процессы окисления органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислота и органические кислоты растворяли карбонатный микрит. В результате формировались известковистые глины и мергели с низким содержанием органического вещества. При этом повышалась доля алевроитовых и тонкопесчаных терригенных обломков, кремниевых и фосфатных органогенных фрагментов.

4. Дистальная область застойного глубоководья с бескислородными придонными водами. Здесь окислительно-восстановительный барьер располагался выше поверхности дна и в условиях сероводородного заражения формировались глины и мергели с повышенными содержаниями органического вещества, сохранявшегося от разложения в восстановительных условиях. За счет растворения карбонатов кислыми иловыми водами увеличивалась доля кварц-силикатного терригенного материала, биогенных кремниевых и фосфатных фрагментов.

Рассмотренная выше модель седиментации (см. рис. 4.7) в сочетании с анализом вертикальных и латеральных изменений выделенных литологических комплексов пород (см. рис. 4.6) использована при составлении палеогеографических схем, отражающих особенности позднемелового крымского палеобассейна во время образования поверхности максимального затопления (MFS) и верхней регрессивной части третьей циклотемы сеноман – туронской секвенции (рис. 4.9). Рассматриваемая территория в это время являлась частью гигантского эпиконтинентального моря и располагалась на значительном удалении от берега [Алексеев и др., 2005б]. Глубина бассейна увеличивалась к юго-востоку, а обстановки осадконакопления простирались с юго-запада на северо-восток. При этом сравнение разрезов Юго-Западного Крыма и р. Бююк-Карысу [Латыпова и др., 2019; Гаврилов и др., 2022], расстояние между которыми более 60 км, показывает существенную выдержанность состава и строения верхнемеловых отложений.

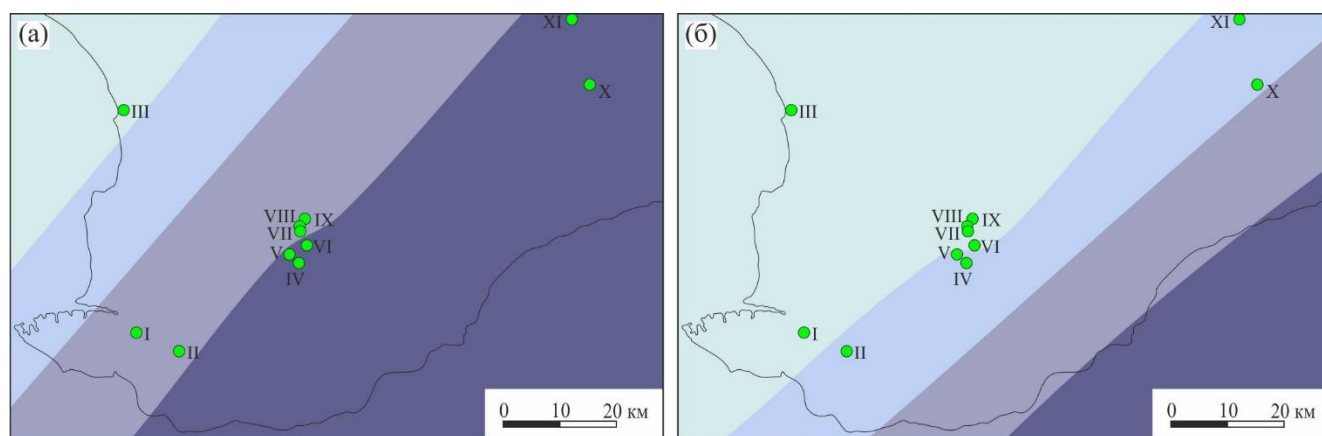


Рис. 4.9. Палеогеографические схемы на момент образования поверхности максимального затопления (MFS) в позднем сеномане (а) и на финальный этап формирования третьей циклотемы в раннем туроне (б). Условные обозначения см. на рис. 2.3, 4.7.

4.4. Выводы по разделу

Выполненные исследования уточняют и детализируют корреляцию разрезов пограничных сеноман-туронских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма. При этом сделан вывод о присутствии подпачки VI-3 в разрезах гор Кременная и Кизил-Чигир, что не совпадает с предложенными ранее построениями [Алексеев и др., 2007].

Полученные результаты позволяют присоединиться к представлениям о том, что рассматриваемый стратиграфический интервал формировался в относительно мелководном эпиконтинентальном бассейне [Алексеев, Найдин, 1970; Котельников, Найдин, 1999], дно которого располагалось преимущественно выше базиса штормовых волнений на глубинах менее 100 м.

Образование мергелей и глин, среди которых присутствуют разности, обогащенные органическим веществом, происходило на фоне эвстатического подъема уровня моря, в

обстановках дальнего шельфа ниже базиса волнений. Высокое содержание терригенной примеси в этих осадках, вероятно, связано с растворением микритовых карбонатных частиц продуктами разложения органического вещества, что согласуется с положениями сформулированной ранее модели «циклов растворения» [Габдуллин, 2002; Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012].

Латеральные изменения пограничных отложений сеномана и турона подтверждают вывод об углублении бассейна с северо-запада на юго-восток [Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Левитан и др., 2010]. При этом «аномальный» разрез горы Мендер указывает на то, что общий наклон дна нарушали отмели [Котельников, Найдин, 1999], существование которых, вероятно, связано с тектоническим подъемом небольших блоков земной коры.

5. ИПР – НИЖНИЙ ЛЮТЕТ

5.1. Литологические комплексы пород и их генетическая интерпретация

В разрезах ипра – нижнего лютета (рис. 5.1) установлено пять литологических комплексов пород: глины нуммулитовые глубоководья, мергели нуммулитовые переходной зоны от мелководья к глубоководью, известняки нуммулитовые мелководья, карбонатные конгломераты мелководья и песчаники глауконитовые прибрежного мелководья.

Глины нуммулитовые глубоководья (рис. 5.2), буровато-серые известковистые, с желтоватым оттенком, плитчатым расколом породы (толщина плиток до 10 см) или массивные. Содержат многочисленные неориентированные раковины (диаметр до 0,5 см) крупных (КБФ) и мелких (МБФ) бентосных фораминифер, фрагменты двустворок (см. рис. 5.2, г), желваковые стяжения пирита (диаметром до 10 см), окруженные корками гидроокислов железа (см. рис. 5.2, б, д–ж). Судя по алевропелитовой структуре, отложения накапливались в застойных водах ниже базиса волнений, в обстановках внешнего рампа. Присутствие нуммулитид и теплолюбивых родов МБФ указывает на нормальную соленость и субтропические условия палеобассейна [Бугрова, Табачникова, 2015].

Породами комплекса сложена нижняя часть бахчисарайской свиты, представленная в разрезах у г. Инкерман, сел Красный Мак, Староселье, Скалистое, Малиновка и Марьино (см. рис. 5.1), где известковистые нуммулитовые глины маркируют начало ипрской трансгрессии.

Мергели нуммулитовые переходной зоны от мелководья к глубоководью (рис. 5.3), светло-серые с желтоватым оттенком, массивные. В базальный глинисто-карбонатный микритовый матрикс погружены раковины мелких и крупных (0,1–2 см) нуммулитов и двустворчатых моллюсков (рис. 5.3, г). В полостях раковин КБФ присутствуют выделения глауконита (рис. 5.3, г), характерны стяжения сульфидов диаметром до 10 см (рис. 5.3, ж).

Породы этого комплекса следует отнести к стандартной микрофации СМФ 10 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Можно предположить, что такие осадки формировались в пределах среднего рампа, в переходной зоне морского шельфа между базисами штормовых и нормальных волнений. В условиях низкой гидродинамики накапливался преимущественно пелитовый материал. Увеличение доли карбонатной составляющей по сравнению с отложениями комплекса нуммулитовых глин глубоководья, вероятно, связано с большей биопродуктивностью КБФ в условиях удовлетворительной аэрации придонных вод. Еще одним фактором сокращения доли терригенного материала может являться уменьшение площади Симферопольской суши, затопление которой происходило в ипре.

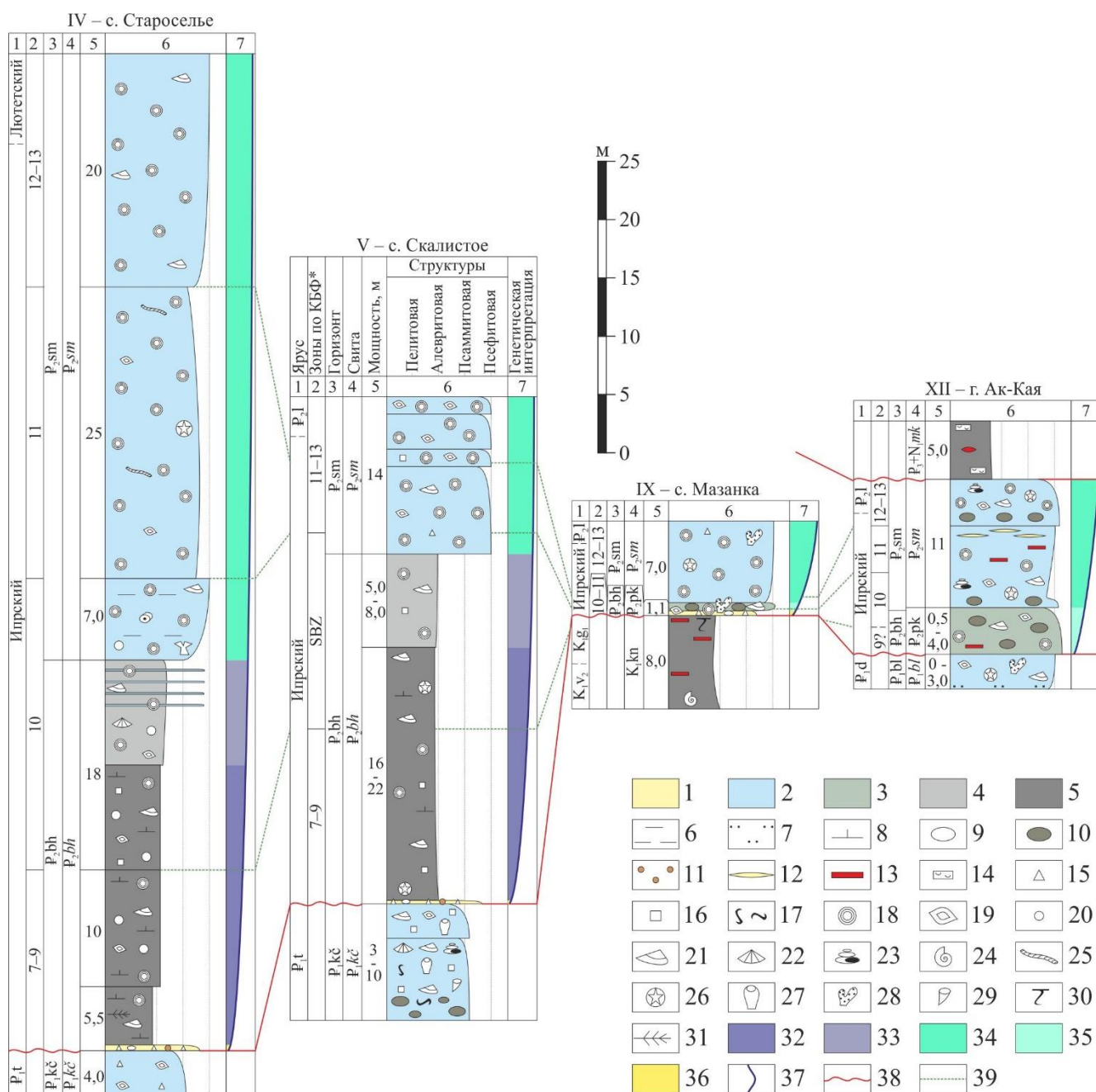


Рис. 5.1. Схема корреляции наиболее представительных разрезов ипра – нижнего лютета

1–5 – горные породы: 1 – песчаники, 2 – известняки, 3 – конгломераты, 4 – мергели, 5 – глины; 6–8 – примеси: 6 – глинистость, 7 – песчанистость, 8 – известковистость; 9–16 – включения и новообразования: 9 – экстракластовые гравий и гальки (преимущественно кварц), 10 – интракластовые гравий и гальки (преимущественно известняки и песчаники), 11 – линзы песчаников, 12 – ожелезнение пород, 13 – кальцитовые конкреции, 14 – выделения гипса, 15 – глауконит, 16 – сульфиды; 17 – ихнофоссилии; 18–34 – органические остатки: 18 – КБФ, 19 – МБФ, 20 – кальцисферы, 21 – двустворчатые моллюски, 22 – брахиоподы, 23 – гастроподы, 24 – аммониты, 25 – серпулы, 26 – морские ежи, 27 – губки, 28 – мшанки, 29 – одиночные кораллы, 30 – остатки корней, 31 – наземные растения; 32–36 – литологические комплексы: 32 – глины нуммулитовые глубоководья, 33 – мергели нуммулитовые переходной зоны от мелководья к глубоководью, 34 – известняки нуммулитовые мелководья, 35 – карбонатные конгломераты прибрежного мелководья, 36 – песчаники глауконитовые прибрежного мелководья; 37 – изменения относительного уровня моря; 38 – несогласие; 39 – границы зон по КБФ. Горизонты: P_{1bl} – белокаменский, $P_{1kč}$ – качинский, P_{2bh} – бахчисарайский, P_{2sm} – симферопольский; свиты и толщи: K_{1kp} – кунинская толща, P_{1bl} – белокаменная свита, $P_{1kč}$ – качинская свита, P_{2bh} – бахчисарайская свита, P_{2ak} – аккаинская свита, P_{2sm} – симферопольская свита, P_{3+N1mk} – майкопская серия.

* Зональное расчленение палеогена приводится в соответствии с мелководной бентосной шкалой области Тетис (SBZ зоны) по крупным фораминиферам. Номера с вопросами – положение зон предполагается.

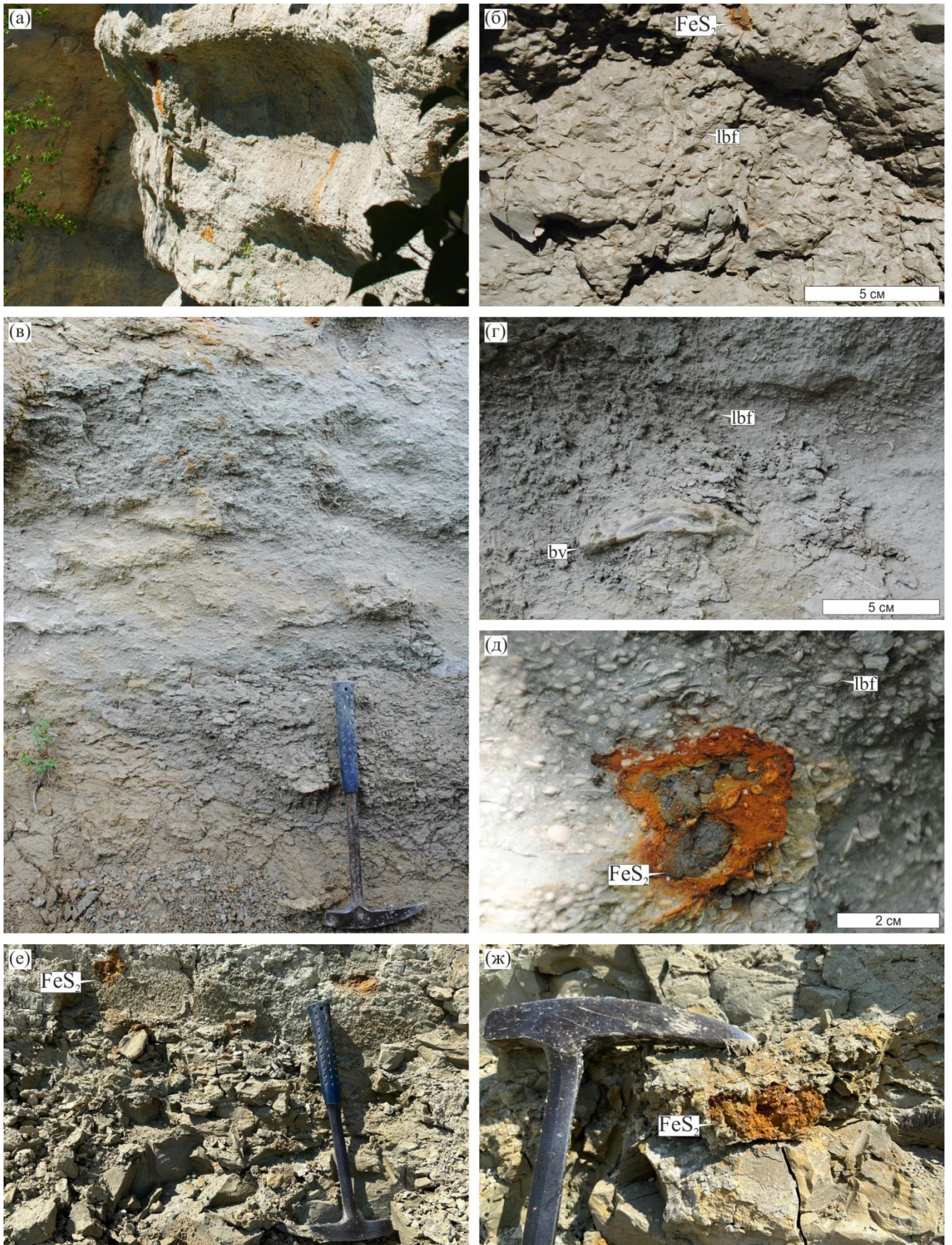


Рис. 5.2. Глины нуммулитовые глубоководья в обнажениях, бахчисарайская свита: а, б – глины известковистые, с раковинами нуммулитов и конкрециями пирита, с. Староселье; в–д – глины известковистые, с раковинами нуммулитов и двустворок, конкрециями пирита, с. Скалистое; е–ж – глины известковистые, с конкрециями пирита, с. Малиновка. lbf – раковины крупных бентосных фораминифер, bv – двустворка, FeS₂ – пирит.



Рис. 5.3. Мергели нуммулитовые переходной зоны от мелководья к глубоководью в обнажениях (а–г, е–ж) и шлифе (д), бахчисарайская свита: а, б – мергели нуммулитовые, с раковинами КБФ и двустворок, с. Староселье; в–д – мергели нуммулитовые, с раковинами КБФ, иногда заполненными глауконитом, с. Скалистое; е, ж – мергели нуммулитовые, с раковинами КБФ и двустворок, конкрециями пирита, с. Малиновка. Gl – глауконит, lbf – раковины крупных бентосных фораминифер, bv – двустворка. д – николи II.

Мергели нуммулитовые образуют верхнюю часть бахчисарайской свиты в разрезах Юго-Западного Крыма (г. Инкерман, села Красный Мак, Староселье, Скалистое, Малиновка и Марьино).

Известняки (флаутстоуны) нуммулитовые мелководья (рис. 5.4), желтовато-белые массивные, сложенные разноориентированными раковинами КБФ диаметром от 0,2 до 3 см, часто образующими скопления. Раковины нуммулитов иногда ориентированы по наслоению и намечают неотчетливую косую разнонаправленную слойчатость (см. рис. 5.4, г). В матриксе детрит КБФ, двустворок, гастропод, морских ежей, и раковины МБФ. Присутствуют зерна глауконита (до 5 %) диаметром до 0,5 мм и песчинки кварца (до 1 %) размером 0,05–0,1 мм (рис. см. 5.4, ж); желваковые (диаметр до 5 см) конкреции сульфидов, часто окисленные до лимонита. Цемент микритовый карбонатный поровый, участками базальный (рис. см. 5.4, д, г).

Общая пористость образцов известняков мелководья 8,61 % и 0,83 %, эффективная – 6,62 % и 0,01 % соответственно (рис. 5.4, з, и). Это позволяет считать, что они могут являться коллекторами малой и средней емкости [Конюхов, 1965].

Эти известняки можно отнести к стандартной микрофации СМФ 12 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. По-видимому, они формировались в дистальной части внутреннего рампа на некотором расстоянии от берега. О высокой гидродинамике, существовавшей при накоплении осадков, свидетельствуют крупные размеры (от 0,5 до 3 см) разноориентированных (не находящихся в прижизненном положении) нуммулитид и обилие раковинного детрита. Присутствие кальцитового микрита можно считать следствием высокой скорости седиментации, при которой пелитовые частицы, образующиеся за счет истирания при перемещении карбонатных скелетов бентоса, не успевали полностью вымываться.

Современные нуммулитиды, среди которых в равных объемах присутствуют линзовидные вздутые и уплощенные формы, не живут выше базиса нормальных волнений. Вероятно, и в раннем эоцене они обитали на глубинах 30–60 м, причем уплощенные формы, такие как оперкулины и дискоциклины, жили на глубинах 40–90 м [Hottinger, 1983]. Тогда следует предположить, что раковины КБФ мобилизовывались штормами со среднего рампа [Martín-Martín et al., 2021], транспортировались на мелководье и формировали отложения, состав которых отличается высоким родовым и видовым разнообразием остатков КБФ [Дубкова и др., 2022a]. Эта отмель не являлась эффективным барьером, способным снижать силу волн, и за ней в прибрежной области накапливались силикатно-карбонатные песчанистые илы с валунами нуммулитовых известняков и глауконитово-кварцевые пески (см. ниже). Отметим, что подобные условия осадконакопления реконструированы для эоценовых нуммулитовых известняков Египта [Aigner, 1985].

Таковыми известняками сложена симферопольская свита, которая распространена на всей рассматриваемой территории.



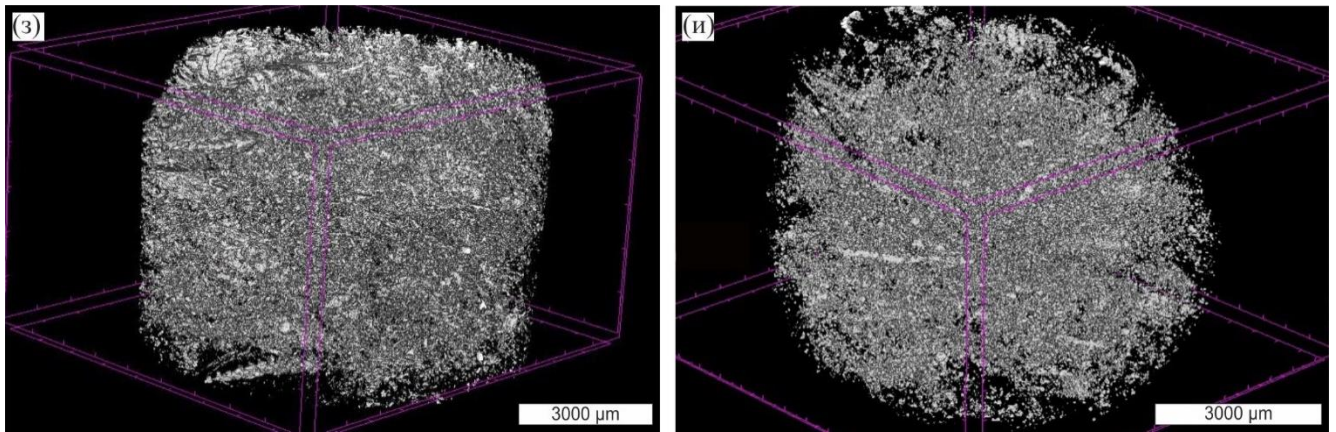


Рис. 5.4. Известняки нуммулитовые мелководья, симферопольская свита: а, б – известняки нуммулитовые, с. Староселье; в–д – известняки нуммулитовые, с. Скалистое; е – известняки нуммулитовые, г. Ак-Кая; ж – известняки нуммулитовые, с. Мазанка; з, и – поровое пространство (белое): з – г. Ак-Кая, общая пористость 8,61 %, эффективная пористость 6,62 %; и – с. Скалистое, общая пористость 0,83 %, эффективная пористость 0,01 %. Q – кварц, Gl – глауконит, lbf – раковины крупных бентосных фораминифер. д, ж – николи X.

Карбонатные конгломераты прибрежного мелководья (рис. 5.5), песчанистые зеленовато-серые и светло-серые, от мелкогалечных до мелкогалечных. Псефитовые элементы представлены фрагментами местных пород: преимущественно полуокатанными гальками и валунами глауконитовых известковых песчаников, нуммулитовых и детритовых известняков, гравием и гальками фосфатов (см. рис. 5.5, б, г). Крупные обломки редко соприкасаются друг с другом и не образуют каркас породы, а погружены в матрикс, представленный кальцитовыми руд-флаутстоунами, которые сложены многочисленными неориентированными раковинами КБФ и МБФ, фрагментами иглокожих, мшанок, остракод и двустворок. Присутствуют хорошо окатанные зерна глауконита со следами ожелезнения (до 5 %) размером 0,25–0,8 мм и угловатые кварцевые песчинки (1 %) размером 0,1–0,2 мм (см. рис. 5.5, в). Цемент карбонатный поровый спаритовый, участками микритовый (см. рис. 5.5, в).

Общая пористость образца конгломератов прибрежного мелководья составляет 7,13 %, эффективная – 4,02 % (рис. 5.5, е). По [Конюхов, 1965] это коллектор средней емкости.

Такие породы можно считать вариацией стандартной микрофации СМФ 24 [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. Они, по-видимому, накапливались в обстановке высокодинамичного морского мелководья за нуммулитовой отмелью. Отложения последней, литифицированные уже в раннем диагенезе, разрушались во время штормов и в виде обломков перемещались ближе к берегу.

Породы комплекса обнажаются в с. Мазанка, у пещеры Таврида и на г. Ак-Кая (см. рис. 5.1). Они входят в состав пачки известняков глауконитовых [Астахова и др., 1984], которую представляется целесообразным выделить в самостоятельную аккаинскую свиту (см. рис. 1.13).

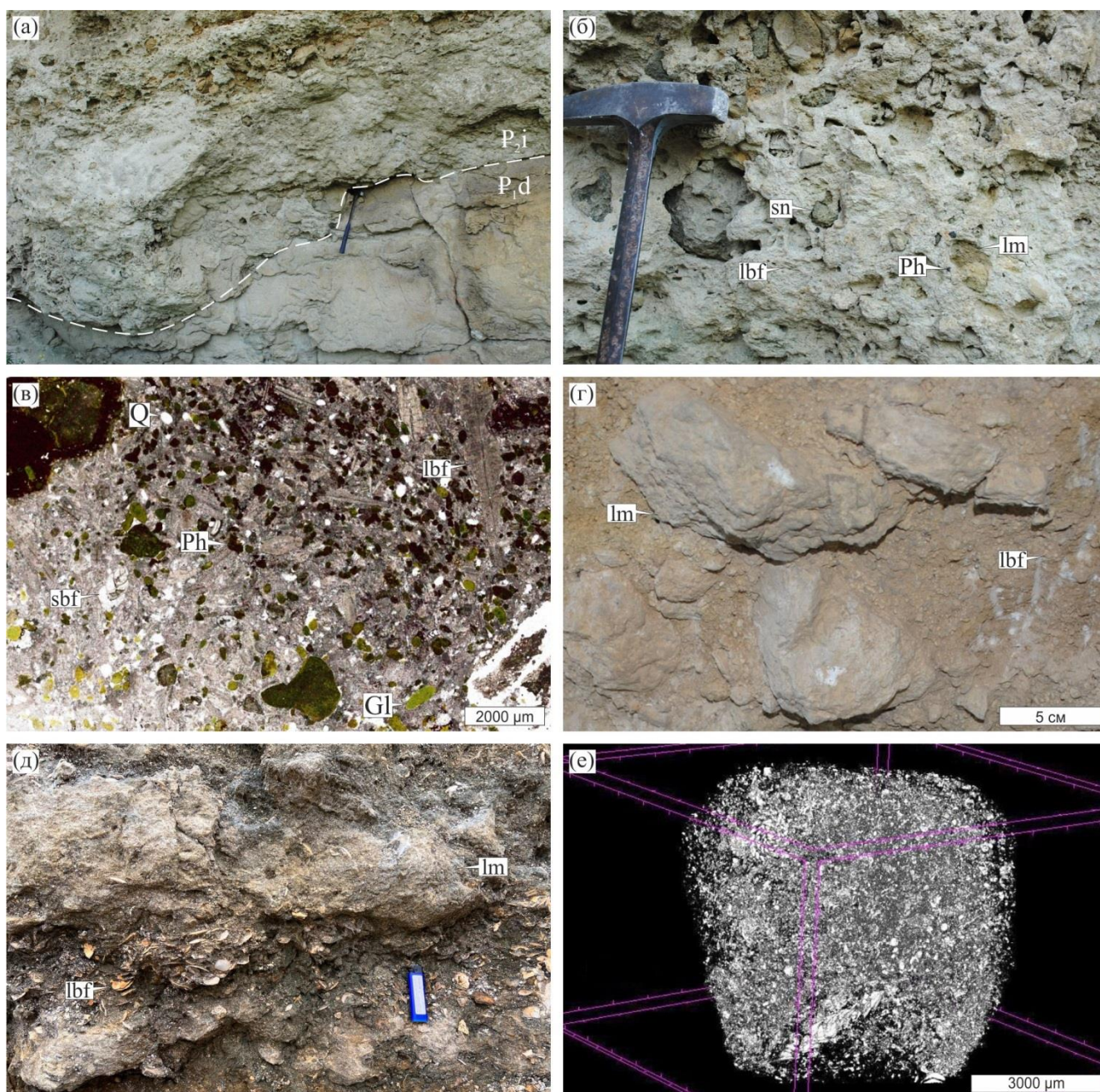


Рис. 5.5. Карбонатные конгломераты прибрежного мелководья в обнажениях (а, б, г, д) и шлифе (в), аккаинская свита: а–в – конгломераты известковые, с гальками и валунами известняков и песчаников, гравием фосфатов и раковинами КБФ, г. Ак-Кая; г – конгломераты известковые, с валунами известняков, с. Мазанка; д – конгломераты известковые, с валунами известняков, экскурсионный выход из пещеры Таврида; е – поровое пространство (белое), г. Ак-Кая: общая пористость 7,13 %, эффективная пористость 4,02 %. Q – кварц, Gl – глауконит, Ph – фосфаты, sn – гальки песчаников, lm – гальки и валуны известняков, lbf – раковины крупных бентосных фораминифер, sbf – раковина мелкой бентосной фораминиферы; пунктиром показан эрозионный контакт с датскими известняками (кубалацкая свита). в – николи II.

Песчаники глауконитовые прибрежного мелководья (рис. 5.6) разнозернистые сильно глинистые известковистые зеленовато-серые. Песчаная фракция распределена неравномерно, образует скопления, разделенные участками с крайне низким содержанием обломочных компонентов. Плохо сортированные полуокатанные обломки кварца размером 0,05–1,0 мм образуют до 25 % породы, зерна глауконита (до 0,5 мм) до 30 % (см. рис. 5.6, в). Присутствует

детрит двустворок рода *Chlamys*, ветвистых мшанок, иглы морских ежей, раковины КБФ, гастропод, брахиопод (теребратулид), редкие створки остракод, единичные радиолярии; небольшие разнонаправленные ходы илоедов; мелкие хорошо окатанные гальки кварца, фосфатные конкреции и обломки, иногда разбитые разнонаправленными трещинами, заполненными гипсом. Цемент базальный, участками поровый, карбонатно-глинистый, с единичными ромбоэдрами доломитов.

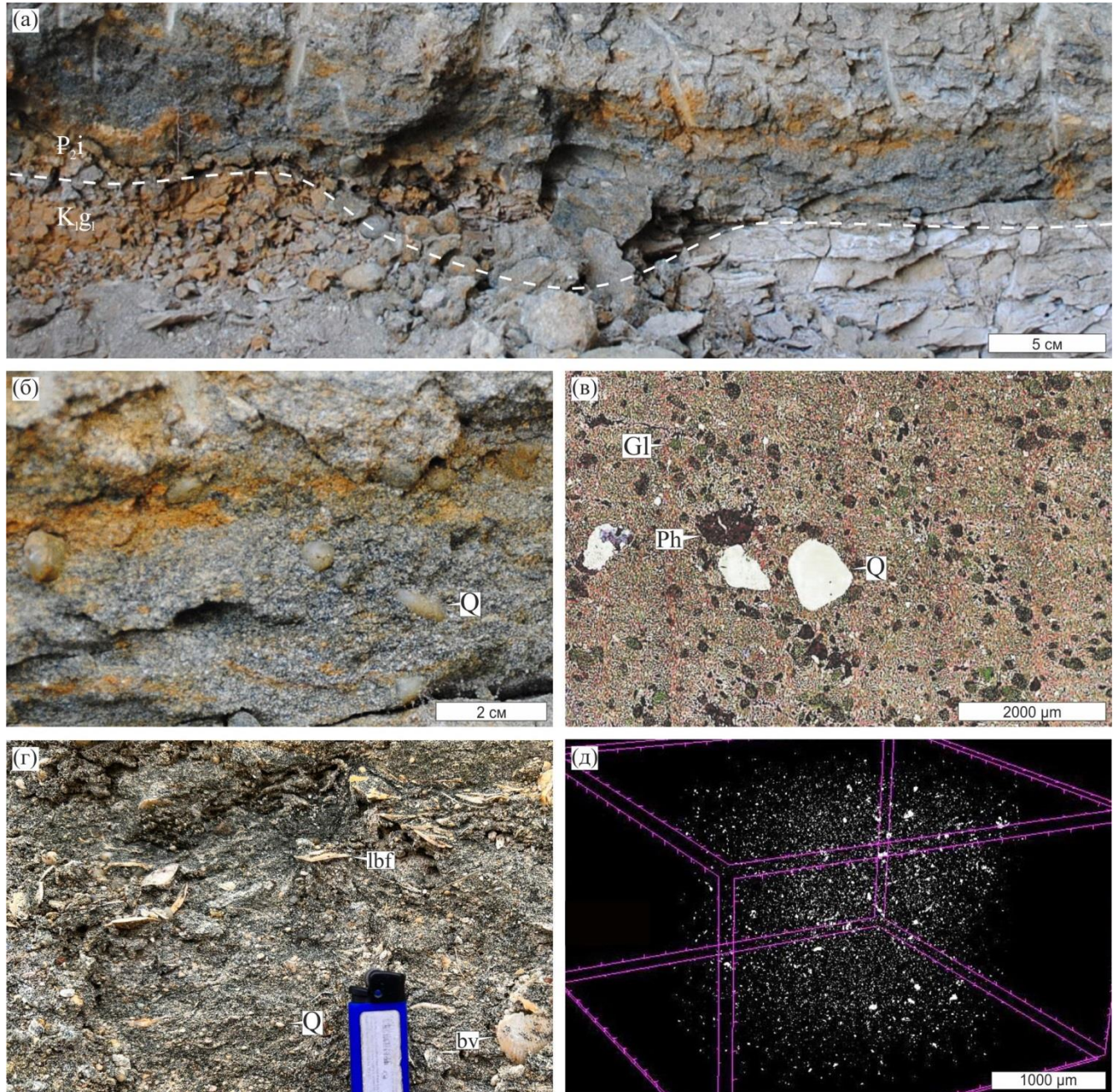


Рис. 5.6. Песчаники глауконитовые прибрежного мелководья в обнажениях (а, б, г) и шлифе (в): а, б – песчаники кварцево-глауконитовые известковистые, с гальками кварца, аккаинская свита, с. Мазанка; в – песчаники глауконитовые известковистые, бахчисарайская свита, с. Скалистое; г – песчаники кварцево-глауконитовые известковистые, с многочисленными раковинами КБФ и двустворок, аккаинская свита, экскурсионный выход из пещеры Таврида; д – поровое пространство (белое), с. Скалистое: общая пористость 5,36 %, эффективная пористость 4,08 %. Q – кварц, Gl – глауконит, Ph – фосфаты, lbf – раковины крупных бентосных фораминифер, bv – двустворка; пунктиром показан контакт нижнего мела и эоцена. в – николи X.

Общая пористость песчаников 5,36 %, эффективная – 4,08 % (рис. 5.6, е). Это коллектор средней емкости [Конюхов, 1965].

Породы комплекса накапливались на начальной фазе затопления территории, являются отложениями трансгрессивного лага и представлены в разрезах сел Староселье и Скалистое в основании бахчисарайской свиты и в с. Мазанка (см. рис. 5.1) и у пещеры Таврида, где образуют нижнюю часть аккаинской свиты (см. рис. 1.13). Псаммитовая структура отложений и присутствие кварцевых галек позволяют считать, что они формировались в условиях высокой гидродинамики прибрежной области внутреннего рампа. На нормальную соленость указывают остатки морской фауны. О транспортировке биогенного материала волнениями свидетельствуют окатанность раковин КБФ и МБФ, гастропод, детрит морской фауны.

5.2. Региональный цикл седиментации

В связи с тем, что рассматриваемые разрезы ипра – нижнего лютета являются результатом начального этапа одного регионального цикла осадконакопления (см. рис. 5.1), критерием для выявления здесь изохронных интервалов стали SBZ зоны мелководной бентосной шкалы области Тетис по крупным фораминиферам [Serra-Kiel et al., 1998].

Ипрско-нижнелютетские отложения залегают на неравномерно эродированной поверхности нижнего мела – танета (см. рис. 5.7). При этом максимальная стратиграфическая глубина эрозионного среза фиксируется в обнажении у с. Мазанка, которое расположено в центральной части Симферопольского поднятия. Здесь толща глауконитовых песчаников и карбонатных конгломератов позднеипрского возраста, соответствующая верхней части бахчисарайского и низам симферопольского горизонта, залегает на глинах нижнего готерива, из верхней части которых происходит определенный М. А. Роговым аммонит *Valdedorsella* sp. [Дубкова и др., 2022б]. На изменения прикровельной части этих глин процессами субаэрального почвообразования указывают их остроугольно-комковатая отдельность, повышенное содержание гидроокислов железа и перпендикулярные наслоению удлиненные стяжения оксидов железа, которые, вероятно, являются минерализованными остатками корней растений, захоронившихся в прижизненном положении (*in situ*).

Угловое несогласие, разделяющее эоценовые и палеоценовые породы, установлено в естественных обнажениях горы Ак-Кая, где средний угол между поверхностью предипрского размыва и подстилающими отложениями составляет 1–2°. Это, по-видимому, свидетельствует об интенсивном региональном тектоническом подъеме в конце танетского века [Дубкова и др., 2019].

Мощность отложений ипра – нижнего лютета увеличивается от 8 м у с. Мазанка до 15 м на г. Ак-Кая и 85 м у с. Староселье, что указывает на рост амплитуды прогиба к востоку и юго-западу (см. рис. 5.1, 5.7).

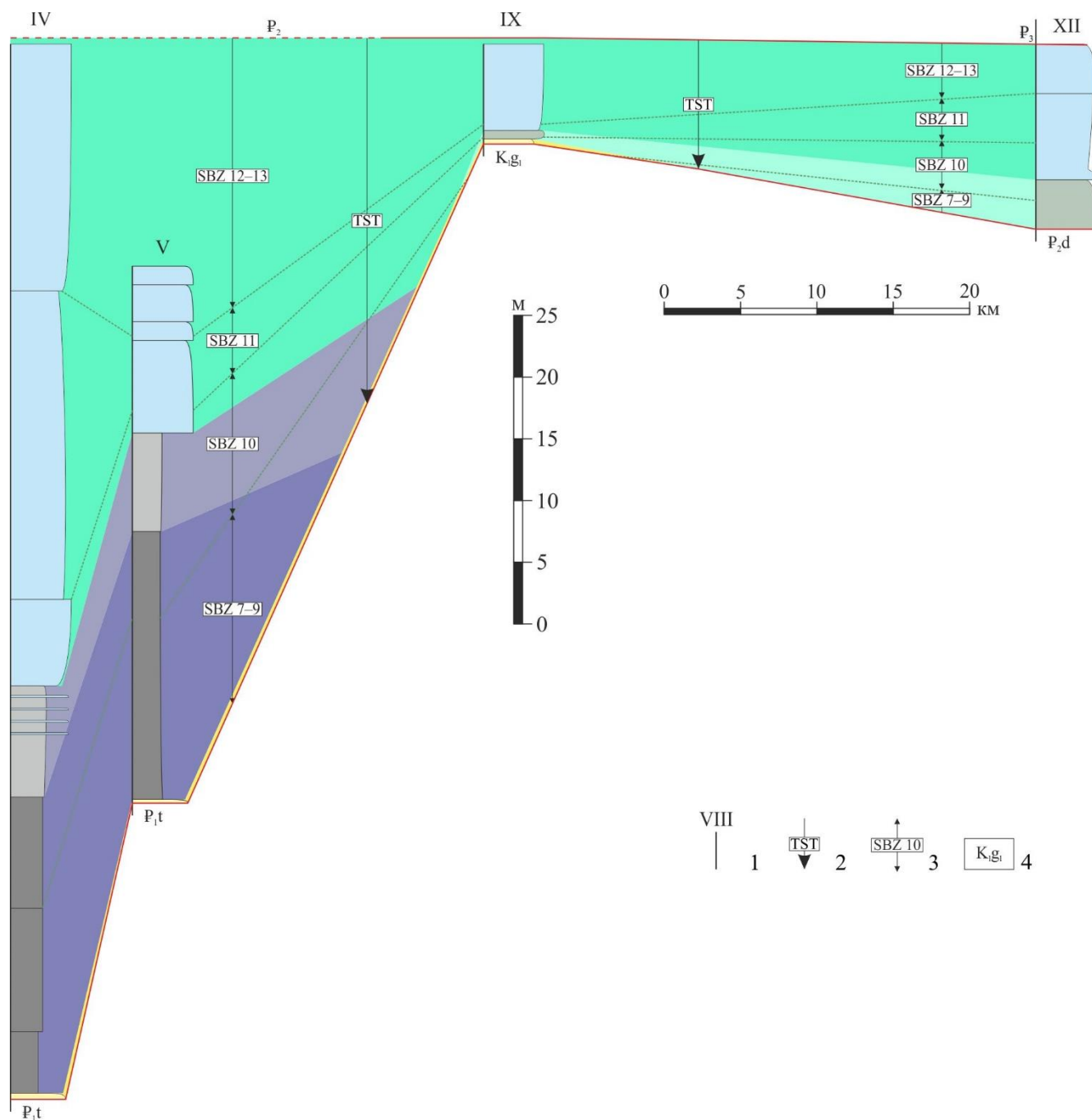


Рис. 5.7. Литологический профиль ипра – нижнего лютета. 1 – интервалы, представленные в обнажениях и их номера (расшифровку см. на рис. 5.1); 2 – трансгрессивный системный тракт, 3 – зоны мелководной бентосной шкалы области Тетис (SBZ зоны) по крупным фораминиферам, 4 – возраст подстилающих и перекрывающих пород. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.1. Линию профиля см. на рис. 2.4.

У основания бахчисарайских отложений в с. Староселье, Скалистое, Мазанка и у пещеры Таврида локализуются плохосортированные глауконитовые известковые песчаники с гравием

кварца и мелкими обломками фосфатов, которые образуют трансгрессивный лаг (см. рис. 5.1, 5.7).

Трансгрессию раннего ипра в разрезах г. Ак-Кая маркируют карбонатные конгломераты (см. рис. 5.1, 5.7), которые содержат транзитные виды нуммулитов, дискоциклин, оперкулин и ассилин бахчисарайского и нижней части симферопольского горизонтов [Закревская, 1993]. Они накопились в прибрежной мелководной области, ограниченной клифами возвышенной суши, являвшейся источником псефитовых обломков глауконитовых песчаников и биокластовых известняков (видимо, датских) [Дубкова и др., 2019].

В разрезах у с. Мазанка и г. Ак-Кая отложения прибрежного мелководья трансгрессивно перекрыты нуммулитовыми известняками (см. рис. 5.1, 5.7), сформировавшимися в дистальной части внутреннего рампа на финальном этапе затопления «Симферопольской» суши в конце бахчисарайского времени (поздний ипр).

Максимальную глубину моря в юго-западных разрезах (с. Скалистое, с. Староселье) маркируют нуммулитовые глины нижнего ипра (см. рис. 5.1, 5.7), сформировавшиеся ниже базиса нормальных волнений в обстановках внешнего рампа. Их вверх по разрезу постепенно сменяют верхнеипрские нуммулитовые мергели среднего рампа, перекрытые нуммулитовыми известняками мелководья внутреннего рампа. Такая последовательность свидетельствует об уменьшении глубины в этой части палеобассейна, которая происходила одновременно с формированием трансгрессивных последовательностей отложений в районе с. Мазанка и г. Ак-Кая (см. рис. 5.1, 5.7). Этот парадокс можно считать следствием того, что при образовании нуммулитовых мергелей и известняков, распространенных на значительной площади Крыма, скорости накопления органогенных осадков существенно превышали скорость подъема относительного уровня моря и глубина бассейна постепенно уменьшалась [Khoroshilova, Shcherbinina, 2011]. Вероятно, всплеск биопродуктивности [Лыгина и др., 2010] был связан с тем, что по мере затопления «Симферопольской» суши сокращалось количество поступавшего в палеобассейн терригенного материала и в обстановках среднего рампа возникали наиболее благоприятные условия обитания КБФ. В результате после полного затопления Симферопольской островной суши в конце ипра образовалась гигантская нуммулитовая отмель, которую, с определенной долей условности, можно назвать изолированной карбонатной платформой [Копаевич и др., 2008; Лыгина и др., 2010].

Существенное сокращение мощности симферопольских отложений в районе горы Ак-Кая (12 м) и с. Мазанка (7 м) по сравнению с разрезом у с. Староселье (50 м), при их близких структурно-вещественных характеристиках (см. рис. 5.1, 5.7), можно связать с менее интенсивным тектоническим погружением района Симферопольского поднятия по сравнению с территорией Юго-Западного Крыма. Этот вывод подтверждают признаки меньшей глубины

бассейна и частых эпизодов размыва накопившихся ранее осадков в Центральном Крыму [Лыгина и др., 2010]. Присутствие в нуммулитовых известняках горы Ак-Кая линз песчаников, вероятно, связано с близостью размываемой суши [Дубкова и др., 2019].

В северо-восточной части рассматриваемой территории кровля известняков симферопольского горизонта размыта и перекрыта отложениями майкопской серии олигоцена – нижнего миоцена (г. Ак-Кая) или четвертичными образованиями (с. Мазанка). Согласно верхней граница с известняками и мергелями новопавловского горизонта установлена в юго-западных разрезах (г. Инкерман, с. Красный Мак, на правом берегу р. Альмы [Закревская, 1993]).

Таким образом, породы ипра – нижнего лютета, образовавшиеся во время подъема относительного уровня моря, следует рассматривать в качестве единого TST, во время формирования которого происходило затопление Симферопольского поднятия (см. рис. 5.7) и увеличение площади нуммулитовой отмели, связанное с ростом биопродуктивности КБФ.

5.3. Палеогеография

Интерпретация литологических комплексов пород (см. раздел 5.1) и анализ их вертикальных и латеральных взаимоотношений (см. раздел 5.2) позволили создать модель обстановок осадконакопления в ипрско-раннелютетское время (рис. 5.8), которая использовалась при составлении палеогеографических схем (рис. 5.9) для конца бахчисарайского (зона зона SBZ 10) и середины симферопольского (зона SBZ 12) времени.

К началу затопления в позднем ипре центральная часть Симферопольского поднятия представляла собой островную сушу (см. рис. 5.9, а). Здесь на дневную поверхность были выведены породы нижнего мела, прикровельную часть которых изменили процессы субаэрального почвообразования. У береговой линии низменной суши, в высокодинамичных условиях за нуммулитовой отмелью, накапливались прибрежные глауконитовые песчаники и карбонатные конгломераты, которые трансгрессивно залегают на породах нижнего мела – палеогена в обнажениях сел Мазанка, Пролом, пещеры Таврида и г. Ак-Кая (см. рис. 5.1, 5.7).

В дистальной части внутреннего рампа (см. рис. 5.8) формировалась нуммулитовая отмель. О существовавшей здесь высокой гидродинамике свидетельствуют крупные размеры (от 0,2 до 3 см) разноориентированных (т. е. не находящихся в прижизненном положении) раковин нуммулитид и обилие детрита раковин морской фауны. Присутствие кальцитового микрита можно считать следствием высокой скорости седиментации, при которой пелитовые частицы, образующиеся преимущественно за счет истирания при перемещении карбонатных скелетов бентоса, не успевали полностью вымываться.

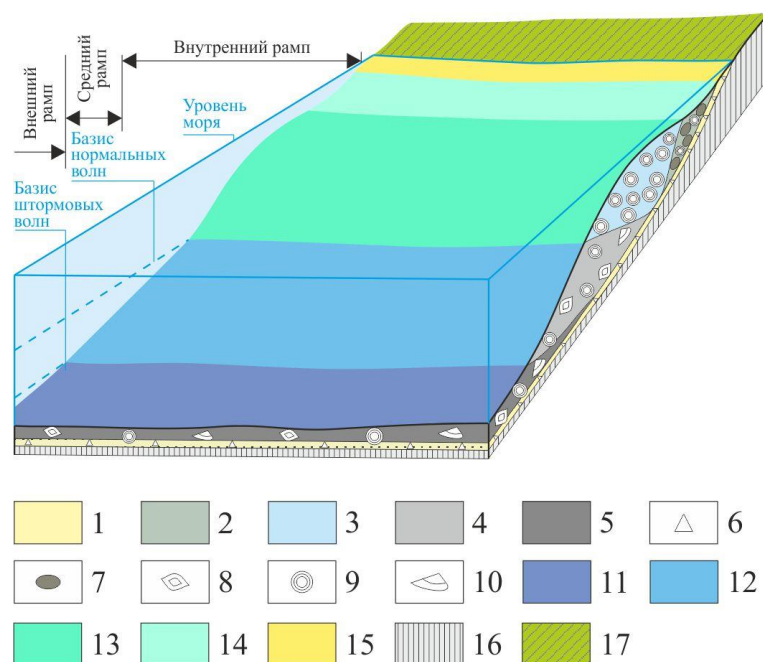


Рис. 5.8. Обстановки осадконакопления в ипре – раннем лютете. 1–5 – отложения: 1 – песчаники глауконитовые, 2 – конгломераты карбонатные, 3 – известняки нуммулитовые, 4 – мергели нуммулитовые, 5 – глины нуммулитовые; 6 – глауконит; 7 – гравий и гальки интракластов; 8–10 – органические остатки: 8 – МБФ, 9 – КБФ, 10 – двусторчатые моллюски; 11–15 – обстановки седиментации: 11 – карбонатно-силикатные илы глубоководья внешнего рампа, 12 – силикатно-карбонатные илы переходной зоны от глубоководья к мелководью среднего рампа, 13 – нуммулитовые известняки мелководья внутреннего рампа, 14 – силикатно-карбонатные илы с валунами и гальками нуммулитовых известняков прибрежного мелководья внутреннего рампа, 15 – кварцево-глауконитовые пески прибрежного мелководья внутреннего рампа; 16 – подстилающие породы и отложения предыдущего этапа осадконакопления; 7 – низменная суша.

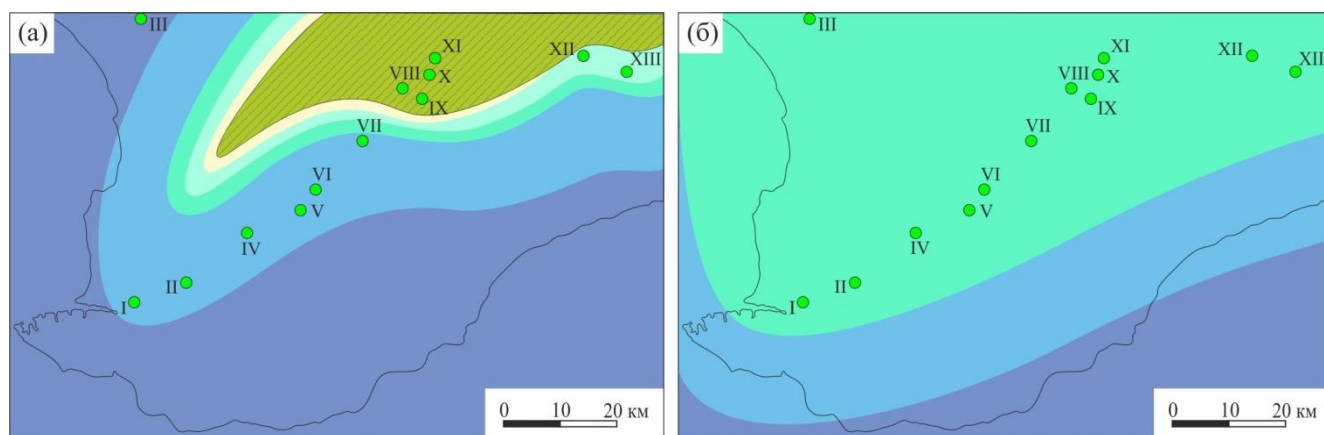


Рис. 5.9. Эволюция палеогеографической ситуации в ипре – раннем лютете в конце бахчисарайского (а, зона SBZ 10) и середине симферопольского (б, зона SBZ 12) времени. Условные обозначения см. на рис. 2.4, 5,8.

Дальше от суши, в обстановках среднего рампа формировались нуммулитовые мергели. Ниже базиса волнений их сменяли нуммулитовые глины внешнего рампа.

К симферопольскому времени при повышении уровня моря за счет всплеска биопродуктивности КБФ [Лыгина и др., 2010] произошло расширение области накопления мелководных отложений нуммулитовой отмели и островная суша оказалась полностью затоплена (рис. 5.9, б).

Высокая скорость седиментации на фоне замедленного подъема относительного уровня моря привела к затоплению Симферопольского поднятия и постепенному увеличению площади нуммулитовой отмели.

5.4. Выводы по разделу

Анализ собственных и опубликованных материалов изучения разрезов ипра – нижнего лютета позволяет дополнительно обосновать биостратиграфическую корреляцию разрезов, дает возможность уточнить и детализировать геологическую историю, составить мелкомасштабные палеогеографические схемы.

Породы рассматриваемого стратиграфического интервала формировались при повышении и стабилизации относительного уровня моря в обстановках внутреннего, среднего и внешнего рампа, где накапливались отложения комплексов глин и мергелей нуммулитовых глубоководья, известняков нуммулитовых мелководья, карбонатных конгломератов и глауконитовых песчаников мелководья.

Латеральные изменения ипрско-нижнелютетских отложений позволяют утверждать, что до конца бахчисарайского времени существовало Симферопольское поднятие, представлявшее собой низменную островную сушу. В ее центральной части на дневную поверхность были выведены породы нижнего мела, прикровельную часть которых изменили процессы субэриального почвообразования.

Глубина бассейна увеличивалась в западном и южном и направлениях. Здесь на фоне повышения относительного уровня моря формировались последовательности отложений, свидетельствующие о постепенном уменьшении глубины палеобассейна, что связано со всплеском биопродуктивности КБФ при сокращении количества поступающего в палеобассейн терригенного материала.

Нуммулитовая отмель была образована раковинами КБФ, мобилизованными штормами со среднего рампа. Она не являлась эффективным барьером, способным снижать силу волн, и за ней в прибрежной области накапливались силикатно-карбонатные песчаные илы с валунами нуммулитовых известняков и глауконитово-кварцевые пески.

После полного затопления «Симферопольской» островной суши в конце ипра образовалась гигантская нуммулитовая отмель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения опубликованных и собранных автором при послойном исследовании разрезов материалов показано, что отложения мела – палеогена Юго-Западного Крыма формировались в раннемеловом, позднемеловом и палеогеновом бассейнах, каждый из которых отличался специфическими климатическими и тектоническими условиями, конфигурацией, источниками осадочного материала и обстановками седиментации. Для выявления особенностей их конфигурации, источников осадочного материала, обстановок седиментации, составления мелкомасштабных реконструкций палеогеографической ситуации и реконструкции геологической истории в этих бассейнах ключевыми являются берриаско-нижнеготеривский (нижний мел), пограничный сеноман-туронский (верхний мел) и ипрско-нижнелютетский (эоцен) стратиграфические интервалы, которые отличаются существенной пространственно-временной изменчивостью отложений и хорошо обнажены. Надежную корреляцию этих разрезов обеспечивают качественно обоснованные зональные биостратиграфические схемы.

Для уточнения корреляции наиболее представительных разрезов верхнего берриаса – нижнего готерива выполнен анализ седиментационной цикличности, установлены три секвенции, описано их строение. Показано, что эти геологические тела могут стать основой для выделения горизонтов региональной стратиграфической схемы нижнего мела и ревизии объемов местных подразделений.

Выполненная реконструкция эволюции палеогеографической ситуации приводит к заключению о том, что в течение позднего берриаса – раннего готерива морской бассейн омывал расположенный на юго-западе возвышенный «Таврический» остров и северо-восточную низменную «Скифскую» сушу, которые разделял пролив. В мелководных обстановках внутреннего рамп во время трансгрессий формировались преимущественно песчаные известняки, а в раннем готериве вдоль северо-западного берега «Таврической» суши образовалась цепочка коралловых патч-рифов. В течение регрессивных фаз седиментации расширялась область накопления песков мелководья. В валанжинском веке на северо-востоке из материала, транспортируемого рекой с южных возвышенностей «Таврической» суши, накапливались пески и конгломераты дельты.

Корреляция разрезов пограничных сеноман-туронских отложений уточнена и детализирована путем выделения региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации. Дополнительно обоснованы представления о том, что отложения этого интервала формировались в относительно мелководном эпиконтинентальном бассейне, дно которого располагалось преимущественно выше базиса штормовых волнений. Образование

мергелей и глин, среди которых присутствуют разности, обогащенные органическим веществом, связано с эвстатическим подъемом уровня моря, следствием которого стало расширение площади обстановок дальнего шельфа в юго-восточной части бассейна. В формировавшихся здесь осадках высокое содержание терригенной примеси можно считать следствием растворения микритовых карбонатных частиц продуктами разложения органического вещества.

Разрезы ипра – нижнего лютета образовались при повышении и стабилизации относительного уровня моря. До конца раннего ипра существовала «Симферопольская» суша, а между ней и расширявшейся нуммулитовой отмелью располагались обстановки прибрежного мелководья с высокой гидродинамикой. Глубина бассейна увеличивалась в западном и южном и направлениях. Здесь формировались последовательности отложений, свидетельствующие о постепенном уменьшении глубины моря, что связано со всплеском биопродуктивности бентосных фораминифер при сокращении количества поступавшего в палеобассейн терригенного материала. После полного затопления «Симферопольской» островной суши в конце ипра образовалась гигантская нуммулитовая отмель.

Представленное исследование можно рассматривать в качестве первого шага к созданию региональной модели развития процессов седиментации при формировании мела – палеогена Крыма, которая должна выявить время и объяснить причины кардинальных перестроек обстановок осадконакопления и изменения конфигурации раннемелового, позднемелового и палеогенового бассейнов седиментации.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В.* Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 1. Введение и стратиграфическая основа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005а. Т. 80. Вып. 2. С. 80–92.
2. *Алексеев А.С.* Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия горного Крыма. Ч. 1. Стратиграфия мезозоя / под ред. А. О.Мазаровича, В. С. Милеева. М.: МГУ. 1989. С. 123–157.
3. *Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Бенъямовский В.Н. Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В.* Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005б. Т. 80, вып. 4. С. 30–44.
4. *Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Венгерцев В.В., Кузьмичева Т.А.* Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ. 1997. С. 54–73.
5. *Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Никишин А.М., Кузьмичева Т.А., Овечкина М.Н.* Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 3. С. 3–29.
6. *Алексеев А.С., Найдин Д.П.* Упорядоченное залегание роствов белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 9. С. 47–51.
7. *Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003.
8. *Аркадьев В. В.* Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестн. С.-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология. География. 2007. Вып. 2. С. 27-43.
9. *Аркадьев В.В.* Стратиграфический очерк // Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: СПГГИ, 1997. С. 6–17.
10. *Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю., Лобачева С.В., Мышкина Н.В., Платонов Е.С., Савельева Ю.Н., Шурекова О.В., Янин Б.Т.* Берриас Горного Крыма. СПб.: ЛЕМА, 2012.
11. *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.

12. Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я., Куличенко В.Г., Пермьяков В.В., Плотникова Л.Ф., Семененко 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. Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984.
13. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
14. Бадулина Н.В. Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза г. Сельбухра (Юго-Западный Крым) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 26–31.
15. Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Копачевич Л.Ф. Палеогеографическая модель сеноман-туронского бескислородного события в Центральном и Восточном Причерноморье (Крым, Кавказ) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 6. С. 10–17.
16. Бадулина Н.В., Копачевич Л.Ф. Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 22–28.
17. 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., Ясенева Е.В. СПб.: ВВМ, 2016. С. 38–84.
18. 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.
19. Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача–Бодрак // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997б. С. 27–53.
20. 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.
21. Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копачевич 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.
22. Барабошкин Е.Ю., Зибров И.А. Характеристика ритмичной толщи среднего сеномана г. Сельбухра (Юго-Западный Крым) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 3. С. 35–42.

23. *Барaboшкин 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.
24. *Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М.* Разрезы палеоцена и нижнего эоцена южной части полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция 2015. Т. 23, № 6. С. 56–69.
25. *Бугрова И.Ю., Табачникова И.П.* Биостратиграфия по наннопланктону и фации нижнеэоценовых отложений Юго-Западного Крыма (разрез Балта-Чокрак) // Вест. С.-Петербург. ун-та. Сер. 7. Геология, география. 2015. Вып. 4. С. 53–64.
26. *Бугрова Э.М.* Зональное деление эоцена Бахчисарайского района Крыма по мелким фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. Вып. 12. С. 82–91.
27. *Бугрова Э.М.* Фораминиферы и биогеография Крымского участка Перитетиса в раннем эоцене // Геология Крыма. Ученые зап. каф. историч. геологии. 2002. Вып. 2. СПб. С. 86–92.
28. *Бугрова, И.Ю.* Применение методов биофациального анализа для восстановления среды обитания древних Cnidaria // Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. 2000. № 1. С. 47–55.
29. *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.
30. *Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А.* Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев // Геологический сборник ВНИГРИ. 1951. Вып. 1 (IV). 79–93.
31. *Воронина А.А.* Палеогеновая система // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования. Москва: Изд-во МГУ, 1989. С. 4–35.
32. *Вялов О.С.* Бахчисарайский разрез палеогена. 2. Основные обнажения эоцена и олигоцена // Геол. и геохим. горючих ископ. 1977. Вып. 49. С. 93–102.
33. *Вялов О.С.* Бахчисарайский разрез палеогена. I. Основные обнажения палеоцена // Геол. и геохим. горючих ископ. 1976. Вып. 47. С. 80–88.
34. *Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Ретина О.П.* Цикличность средне-верхнесеноманских отложений междуречья Бодрак Кача (Юго-Западный Крым) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 5. С. 7–14.
35. *Габдуллин Р.Р.* Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: МГУ, 2002. 304 с.
36. *Габдуллин Р.Р.* Строение и условия формирования отложений верхнего маастрихта у с. Танкового (Юго-Западный Крым) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 4. С 10–19.

37. *Габдуллин Р.Р., Первушов Е.М., Толстова Н.В.* Строение и генезис цикличной толщи переслаивания губковых и безгубковых горизонтов нижнего маастрихта Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 17–21.
38. *Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю., Юрченко А.Ю.* Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 39–56.
39. *Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щепетова Е.В., Голованова О.В., Покровский Б.Г.* Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в разрезах северного Пери-Тетиса (Крым, Восточный Кавказ): структура отложений, динамика формирования // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 6. С. 408–418.
40. *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.
41. *Горбач Л.П.* Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. 152 с.
42. *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.
43. *Горбенко Е.С.* Новые данные об условиях формирования пород мазанской свиты (валанжин, Центральный Крым) // Материалы конференции «Современные вопросы геологии. 4-е Яншинские чтения». М.: Геос, 2011. С. 30–33.
44. *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.
45. *Григорчук К.Г., Гнидец В.П., Бойчук Г.В., Швай Л.П.* Литолого-геохимическое районирование Крымского неоком-аптского бассейна // Геол. журнал. 1991. № 6. С. 38–47.
46. *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.
47. *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.
48. *Друщиц В.В.* Нижнемеловые отложения Крыма // Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

49. *Друщиц В.В.* О зональном делении нижнего мела юга СССР // Сборник в честь академика Йовчо Смиловича Йовчева. София, 1964. С. 217–246.
50. *Дубкова К. А., Шишов С. Б., Черепяхина А. В.* Разрез палеоцена-эоцена в районе горы Ак-Кая (Центральный Крым) и его геисторическая интерпретация // Вест. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 1. С. 4–23.
51. *Дубкова К.А., Шишов С.Б.* Эволюция условий накопления отложений мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма // Литогенез и минерогения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии (г. Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г). Воронеж, 2023. С. 98–102.
52. *Дубкова К.А., Шишов С.Б., Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю.* Строение и история формирования разреза нижнего мела – эоцена в центральной части Симферопольского поднятия // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2022а. Т. 164. Кн. 2. С. 297–313.
53. *Дубкова К.А., Шишов С.Б., Кузнецов А.Б., Триколиди Ф.А.* История формирования отложений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022б. Т. 30. № 6. С. 46–66.
54. *Жемчугова В.А.* Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014.
55. *Закревская Е.Ю.* Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М: Наука, 1993. 112 с.
56. *Закревская Е.Ю.* Новые крупные фораминиферы из эоцена Крыма (Украина) и Мангышлака (Западный Казахстан) // Палеонтологический журнал. 2011. № 5. С. 11–20.
57. *Закревская Е.Ю.* Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене Северо-Восточного Перитетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 66–86.
58. *Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А., Рябоконь Т.С.* Анализ бахчисарайского стратотипа палеогена Украины с позиции современной зональной биостратиграфии // Геол. ж. 2003. № 3. С. 98–108.
59. *Зернецький Б.Ф., Рябоконь Т.С., Люльева С.А.* Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів // Зб. наук. праць ІГН НАН України. 2014. Т. 7. С. 101–125.
60. *Іванік М.М., Плотнікова Л.Ф., Лещух Р.Й., Жабіна Н.М., Шевчук О.А., Анікеєва О.В., Приходько М.Г., Веклич О.Д., Тузяк Я.М., Якушин Л.М., Клименко Ю.В.* Крейдова система // Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Київ: Логос, 2013. С. 562–619.

61. *Каракаш Н.И.* Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб.: Типография М. Меркушева, 1907.
62. *Келлер Б.М.* К стратиграфии верхнемеловых отложений Крыма // Памяти академика А. А. Архангельского. М.: АН СССР, 1951. С. 112–131.
63. *Кликушин В.Г.* Палеофаунистическая характеристика верхнемеловых отложений Юго-Западного Крыма // Зап. Ленингр. Горн. ин-та. 1981. Т. LXXV. С. 107–124.
64. *Конюхов И.А.* Формирование и изменение структуры порового пространства терригенных пород // Коллекторы нефти и газа. Сер. нефтегаз. геол. и геофиз. М.: изд-во ВНИИОЭНГ, 1965. С. 5–24.
65. *Копеевич Л.Ф.* Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.
66. *Копеевич Л.Ф.* Сеноман-туронские события в Юго-Западном Крыму // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 49–54.
67. *Копеевич Л.Ф., Лыгина Е.А., Никишин А.М., Яковишина Е.В.* Крымская эоценовая нуммулитовая банка // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 64–66.
68. *Копеевич Л.Ф., Лыгина Е.А., Яковишина Е.В., Шалимов И.В.* Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 5. С. 12–20.
69. *Котельников Д.Д., Найдин Д.П.* Глинистые минералы пограничных отложений сеноман/турон Крыма и маастрихт/даний Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 38–45.
70. *Краева Е.Я.* Стратиграфическое распределение бентосных фораминифер в эоценовых и олигоценовых отложениях Крымских стратотипических скважин // Тектоника и стратиграфия. Республ. сб. 1972. Вып. 4. С. 91–104.
71. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хеомстратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
72. *Кузнецов В.Г.* Эволюция карбоната накопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
73. *Кузьмичева Т.А.* Пограничные отложения сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 70–73.
74. *Латыпова М.Р., Копеевич Л.Ф., Калмыков А.Г., Никишин А.М., Бордунов С.И.* Новые данные об океаническом бескислородном событии (ОАЕ2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Бююк-Карасу (Центральный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2019. № 3. С. 21–27.

75. *Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В., Гирин Ю.П., Копачев Л.Ф., Кубракова И.В., Тютюнник О.А., Чудецкий М.Ю.* Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // *Геохимия*. 2010. № 6. С. 570–591.
76. *Лыгина Е.А., Копачев Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковичина Е.В.* Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // *Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2010. № 6. С. 11–22.
77. *Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р., Реентович А.В.* Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне // *Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2019. № 1. С. 70–81.
78. *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.
79. *Лычагин Г.А.* Меловая система. Нижний отдел // *Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание*. М.: Недра, 1969. С. 155–178.
80. *Македонов А.В.* Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра, 1985. 242 с.
81. *Маслакова Н.И.* Региональные стратиграфические очерки. Крым. Верхний отдел // *Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом I*. М.: Недра, 1986. С. 136–144.
82. *Маслакова Н.И.* Стратиграфия верхнего мела Крыма // *Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма*. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–83.
83. *Маслакова Н.И., Волошина А.М.* Меловая система. Верхний отдел // *Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание*. М.: Недра, 1969. С. 179–200.
84. *Микулаш Р., Дронов А.* Палеоихнология. Введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геол. ин-т Академии наук Чешской Республики, 2006.
85. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Rogov M.A.* Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
86. *Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова: Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М.: Недра, 1973. Т. 2. 192 с.
87. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГОНТИ, 1960.
88. *Муратов М.Н., Немков Г.И.* Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР // *Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР*. М.: АН СССР, 1960. С. 15–23.
89. *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.

90. *Найдин Д.П.* Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежа сеноман/турон и маастрихт/даний // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 33–53.
91. *Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 7–21.
92. *Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. № 4. С. 11–25.
93. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 75–86.
94. *Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав и содержание кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 59–74.
95. *Немков Г.И., Бархатова Н.Н.* Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 125 с.
96. *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.
97. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копяевич 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.
98. *Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л.* Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007.
99. *Портная В.Л.* Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд-во Московского университета, 1974. 177 с.
100. *Постановления МСК и его постоянных комиссий.* Л. 1983. Вып. 21. С. 42–44.
101. *Практическое руководство по микрофауне.* Т. 8. Фораминиферы кайнозоя / под ред. Э. М. Бугровой. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.
102. *Преображенский М.Б., Бугрова Э.М.* Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеоценового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофациального анализа) // Геология Крыма. Ученые зап. каф. историч. геологии. СПб. 2002. Вып. 2. С. 75–85.

103. *Преображенский М.Б., Бугрова Э.М., Николаева И.А.* Экосистемные преобразования в зоне карбонатного осадконакопления по данным микрофациального анализа // Тез. Докл. XLIV сессии Палеонтол. об-ва. СПб: ВСЕГЕИ. 1998. С. 523.
104. *Путеводитель экскурсий* (XII Европейский микропалеонтологический коллеквиум). М.: Ротопринт Гос. библ. им В. И. Ленина. 1971. Ч. 1. Крым. 148 с.
105. *Пчелинцев В.Ф.* Киммериды Крыма. М.–Л.: Наука, 1966.
106. *Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР* (принято на пятом пленарном заседании 15–19 мая 1962 г.) // Сов. Геология. 1963. № 4. С. 145–154.
107. *Рябоконт Т.С.* Биостратиграфия палеоцена-эоцена Южной Украины по планктонным фораминиферам. Статья 1. Зональное деление палеоцена // Геологія та рудоносність України. 2015. Т. 1. Вып. 1. С. 71–80.
108. *Рябоконт Т.С.* Биостратиграфия палеоцена-эоцена Южной Украины. Статья 2. Зональное деление эоцена по планктонным фораминиферам // Геологія та рудоносність України. 2016. Т. 2. Вып. 1. С. 31–58.
109. *Рябоконт Т.С.* Стан вивченості стратотипових розрізів місцевих стратиграфічних підрозділів палеогену Південної України // Тектоніка і стратиграфія. 2017. Вип. 44. С. 85–96.
110. *Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю.* Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача–Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 48–63.
111. *Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины* (унифицированная) / Макаренко Д. Е., Зелинская В. А., Зернецкий Б. Ф. и др. Киев: Наук. думка. 1987. 116 с.
112. *Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения.* Киев: Геопрогноз, 1993.
113. *Стратиграфический кодекс России.* Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
114. *Стратиграфический словарь СССР.* Палеоген. Неоген. Четвертичная система / под ред. В. Н. Верещагина. Л.: Недра. Лен. отд. 1982. 616 с.
115. *Стратиграфия СССР.* Палеогеновая система / под ред. Д. В. Наливкина. М.: Недра.
116. *Тузьяк 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.
117. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.

118. 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.
119. Цейслер В.М. Основы фациального анализа. М.: КДУ, 2009.
120. Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1999. № 6. С. 8–18.
121. Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: ЛЕМА, 2010.
122. Шишлов С.Б., Дубкова К.А. Структурно-вещественные особенности, строение и генезис пограничного сеноман-туронского интервала разреза междуречья Кача – Бодрак (Юго-Западный Крым) // Геология Крыма: Учен. зап. каф. осад. геол. 2021. Вып. 3. С. 97–110.
123. 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: Изд-во ЛЕМА, 2020. 271 с.
124. 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) // Вест. С.-Петербур. ун-та. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 1. С. 114–135.
125. Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 256 с.
126. Эристави М.С. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
127. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008.
128. 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.
129. Янин Б.Т. Основы тафономии. М.: Недра, 1983.
130. Янин Б.Т., Вишневский Л.Е. Меловая система. Нижний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: МГУ, 1989. С. 81–123.
131. Ярцева М.Я. Характеристика комплексов бентосных фораминифер дата и палеоцена стратотипических скважин Бахчисарайского района // Тектоника и стратиграфия. 1973. Вып. 6. С. 33–40.
132. Ahr W. The carbonate ramp: an alternative to the shelf // Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 1973. V. 23. P. 221–225.
133. Aigner T. Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. J. Sedim. Pet. 1985. V. 55. P. 131–134.

134. *Akbayram K., Okay A. I., Satır M.* Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey) // *J. Geodynam.* 2013. V. 65. P. 38–55.
135. *Alekseev A.S., Kopaeovich L.F.* Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // *Bull. Institut Roy. Sci. Nat. Belgique. Sci. terre.* 1997. V. 67. P. 103–118.
136. *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.
137. *Burchette T.P., Wright V.P.* Carbonate ramp deposition systems // *Sedim. Geol.* 1992. V. 79. P. 3–57.
138. *Busch D.A.* Stratigraphic Traps in Sandstone – Explorations Techniques. Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geol., 1974.
139. *Deltas: Models for Exploration.* Ed. Broussard M.L. Houston: Houston Geol. Soc., 1975.
140. *Ekdale A.A., Bromley P.G., Pemberton S.G.* Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy // *SEMP Short Course 15*, 1984.
141. *Flügel E.* Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin: Springer, 2010.
142. *Hallam A.* Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford, San Francisco: Freeman, 1981.
143. *Hottinger L.* Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time // *Utr. Micropaleontol. Bull.* 1983. V. 30. P. 239–253.
144. *Irwin M.L.* General theory of epeiric clear water sedimentation // *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1965. № 49. P. 445–459.
145. *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.
146. *Khoroshilova M.A., Shcherbinina E.A.* Sea-level changes and lithological architecture of the Paleocene-early Eocene sediments of the western Crimean basin, Ukraine // *Abstracts of Conference “Climate Biota of the Early Paleogene”* (5th–8th June, Salzburg, Austria). *Berichte Geol. B.-A.*, 85. 2011. C. 100.
147. *Kopaeovich L.F., Kuzmicheva T.* The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. Proc. of the 6th International Cretaceous Symposium. Vienna 2000.* Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. 2002. Bd. 15. P. 129–149.

148. *Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S.* Cenomanian-Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2016. Vol. 441, pt. 1. P. 493–515.
149. *Kopaevich L.F., Walaszczyk I.* An integrated Inoceramid-Foraminiferal Biostratigraphy of the Turonian and Coniacian Strata in South-Western Crimea, Soviet Union // *Acta Geologica Polonica.* 1990. V. 40, № 1–2. P. 83–95.
150. *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.
151. *Marcinowski R.* Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union // *Acta Geologica Polonica.* 1980. V. 30, № 3. P. 215–325.
152. *Martín-Martín M., Guerrera F., Tosquella J., Tramontana M.* Middle Eocene carbonate platforms of the westernmost Tethys // *Sediment. Geol.* 2021. V. 415. P. 1–25.
153. *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.
154. *Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // *Marine and Petroleum Geology.* 2015a. V. 59. P. 656–670.
155. *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. 2015b. V. 428. P. 241–264.
156. *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.
157. *Posamentier H.W., Allen G.P.* Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999.
158. *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., Vašíček 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.

159. *Reineck H.E., Singh I.B.* Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975.
160. *Sedimentary Environments and Facies.* Second Edition. Ed. Reading H.G. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1986.
161. *Selley R.C.* Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. London: Chapman and Hall, 1985.
162. *Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A. K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso J. M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J., Zakrevskaya E.* Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // *Bull. Soc. geol. Fr.* 1998. V. 169. P. 281–299.
163. *Tucker M.E.* Sedimentary Rocks in the Field, 3rd ed. The Geological Field Guide Series. Chichester: Wiley, 2003. 234 p.
164. *Weber G., Malychef V.* Sur la stratigraphie du mesocrétacé et du néocrétacé de la Crimée // *Bull. de la soc. géol. de France.* 1923. T. 23. P. 120.
165. *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.
166. *Wilson J.L.* Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975.
167. *Wright V.P.* Facies sequences on a carbonate ramp: the carboniferous limestone of South Wales // *Sedimentology.* 1986. V. 33 P. 221–241.
168. *Zakharov Y.D., Kuznetsov A.B., Kakabadze M.V., Sharkasze M.Z., Gavrilova A.A., Kramchaninov A.Yu.* The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Early Cretaceous (Barremian–Albian) marine invertebrates: first evidence from the Caucasus – palaeoenvironmental implications // *Cretaceous Res.* 2021. V. 124. P. 1–19.

Фондовая

169. *Ванина М.В. и др.* Отчет о составлении стратиграфической схемы и легенды для крупномасштабных геологических карт Горного Крыма. Симферополь. ГБУ РК «ТФГИ», 1981.
170. *Иванов В.И., Чайковский Б.П., Шевчук Н.В. и др.* Отчет по крупномасштабному глубинному геологическому картированию западной части Горного Крыма, Байдарский район, в пределах листов L-36-128-A, Б, В, Г за 1978-81 гг. Симферополь. ГБУ РК «ТФГИ», 1981.

171. *Котляр А.И. и др.* Обобщение материалов геолого-геофизической изученности на нефть и газ на территории деятельности ГПП «Крым-геология» (Равнинный Крым и Керченский п-ов (1969-1994гг.)). Симферополь. ГБУ РК «ТФГИ», 1996.
172. *Рыбаков В.Н.* Отчет о геологическом, гидрогеологическом и инженерно- геологическом доизучении масштаба 1:50 000 с общими поисками в восточной части Горного Крыма (листы L-36-118-Б, В, Г и L-36-119-А, Б, В) Симферополь. ГБУ РК «ТФГИ», 1988.