

УДК 551.736

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И БИОНОМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА КОМПЛЕКСОВ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЮЗАНО-АЙСКОЙ ВПАДИНЫ ЮЖНОГО УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА МЕЧЕТЛИНО)

© 2023 г. Е. Н. Горожанина¹, В. М. Горожанин¹ *, Т. Н. Исакова², Т. В. Филимонова²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Поступила в редакцию 10.06.2022 г.

После доработки 29.09.2022 г.

Принята к публикации 08.10.2022 г.

Проведено литолого-фациальное и биономическое изучение пограничных артинско-кунгурских отложений приуральского отдела пермской системы Юрюзано-Айской впадины на примере разреза Мечетлино (Южный Урал). Разрез являлся кандидатом GSSP нижней границы кунгурского яруса. В терригенно-карбонатных отложениях выделено восемь литофациальных типов пород — литофаций. По их сочетанию разрез разделен на пачки, сложенные карбонатно-терригенными флишевыми породами, карбонатными обломочными отложениями, инициированными штормами, и глыбовыми подводно-оползневыми отложениями. Выявлено шесть экологических комплексов мелких фораминифер, отражающих обстановки осадконакопления в областях сноса бентосной фауны. Указаны механизмы смешения и перемещения растительных остатков, бентосных, планктонных и нектонных ископаемых остатков. Предложена модель формирования осадочных комплексов нижней перми в Юрюзано-Айской впадине Предуральского прогиба, отражающая биономическую специфику комплексов органических остатков на границе артинского и кунгурского ярусов.

Ключевые слова: палеогеография, терригенно-карбонатные литофации, турбидиты, темпеститы, подводно-оползневые образования, артинский ярус, кунгурский ярус, фораминиферы, геопарк Янган-Тау

DOI: 10.31857/S0869592X23030031, EDN: KDIYVY

ВВЕДЕНИЕ

В разрезе Мечетлино, расположенном на правом берегу р. Юрюзань у с. Мечетлино Салаватского района Республики Башкортостан, вскрыты пограничные отложения артинско-кунгурского интервала нижней перми. Разрез рассматривался как эталон нижней границы кунгурского яруса и являлся кандидатом границы GSSP Международной стратиграфической шкалы (Чувашов, Черных, 2000, 2011; Чувашов и др., 2002; Chernykh et al., 2012, 2020; Kotlyar et al., 2016). Разрез Мечетлино расположен на территории геопарка Янган-Тау, который имеет статус глобального геопарка ЮНЕСКО и в настоящее время, благодаря механической расчистке, хорошо обнажен. В структурном отношении разрез Мечетлино находится в западной части Юрюзано-Айской впадины Предуральского прогиба на границе внешней и внутренней зон, выделенных по геофизическим данным (рис. 1). Предуральский краевой прогиб образовался в позднем палеозое на платформенном

основании (Чувашов, 1998). Он относится к передовым (форландовым) структурам, образовавшимся на фронте Уральского орогена в результате коллизионных событий (Мизенс, 1997; Мизенс и др., 2018; Пучков, 2000). Особенностью передового прогиба является несимметричное строение: западный борт сложен шельфовыми и рифовыми карбонатными отложениями восточного края Русской платформы, в восточном борту распространены преимущественно флишевые комплексы (Мизенс, 1997; Чувашов, 1998; Пучков, 2000). Пограничные артинско-кунгурские породы западного борта, изученные в южной части прогиба (Горожанина и др., 2006; Филимонова и др., 2015), сложены мелководно-шельфовыми и лагунными карбонатными отложениями, содержащими остатки фораминифер. В разрезе Мечетлино артинско-кунгурские отложения, представленные карбонатно-терригенными комплексами осадочных пород, содержат остатки конодонтов, аммоноидей и фораминифер. Отложения залегают субгоризонтально — угол наклона около 10 градусов на север—северо-восток.

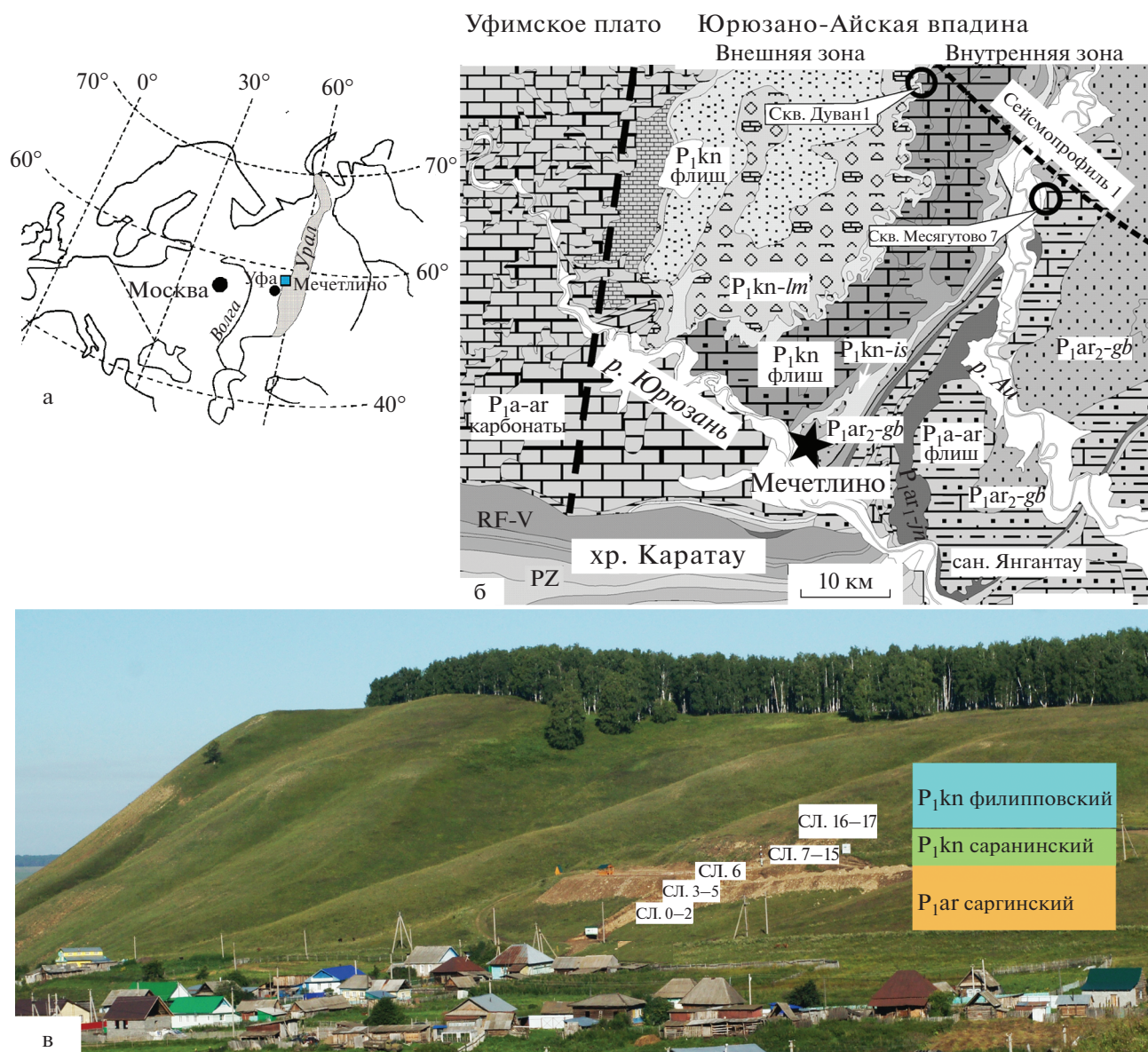


Рис. 1. (а) Местоположение разреза Мечетлино, (б) геологическая карта района (составлена по материалам геологических съемок) и (в) общий вид карьера с тремя уступами (фото Р.В. Кутыгина) и положение слоев. Стратиграфические индексы: P_1a-ag – отложения ассельско-сакмарско-артинского интервала, P_1ag_1-jn – депрессионные отложения янгантауской свиты нижнеартинского подъяруса, P_1ag_2-gb – отложения габдрашидовской свиты верхнеартинского подъяруса, P_1kn – отложения кунгурского яруса, P_1kn-is – исмагиловская свита кунгура, P_1kn-lm – брекчии лемазинской свиты кунгурского яруса.

В 1940-х и 1960-х годах на территории Юрюзано-Айской впадины проводились геолого-съемочные работы ГДП-200 на листах N40-IV (А.Э. Алкснэ, Э.А. Ревенко, 1965 г.), N40-V (Н.Г. Чочиа, 1948; Н.Г. Чочиа, А.Э. Алкснэ, 1960 г.). В результате этих работ пермские отложения были расчленены на серию свит с обоснованием их возрастных границ; две из них – габдрашитовская и исмагиловская – образуют коренные выходы в районе деревни Мечетлино. Ритмично-слоистые отложения габдрашитовской свиты включают прослои известняков

и известняковых песчаников с многочисленными органическими остатками амmonoидей, брахиопод, криноидей и фораминифер саргинского подъяруса артинского яруса. Верхняя часть свиты сложена ритмичным переслаиванием полимиктовых песчаников и аргиллитов с фауной саранинского подъяруса ныне кунгурского яруса (Постановление..., 1998).

Разрез Мечетлино в настоящее время детально изучен палеонтологически (Чувашов и др., 2002; Черных, 2006, 2018a, 2018b; Chernykh et al., 2015;

Черных и др., 2018; Kutugin, 2017; Кутыгин, 2018; Исакова и др., 2018; Сунгатуллин, Сунгатуллина, 2018; Filimonova, Isakova, 2022). Современное послойное описание и полученная детальная биостратиграфическая характеристика разреза Мечетлино показали, что по палеонтологическим данным граница артинского и кунгурского ярусов проходит внутри песчано-сланцевой пачки в верхней части габдрашитовской свиты в толще песчаников. Положение границы определяется появлением конодонтов *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movshovich и подтверждается фауной аммоноидей и фораминифер (Черных, 2006, 2018б; Chernykh et al., 2015, 2020; Черных и др., 2018; Бойко, 2010; Kutugin, 2017).

Вышележащая исмагиловская свита сложена чередованием афанитовых серых плитчатых известняков с известковистыми песчаниками и алевроитистыми аргиллитами (глинистыми сланцами). Ранее (Наливкин, 1950) исмагиловская свита и перекрывающие ее отложения каранаевской, буранчинской и сабанаковской свит относились к саранинскому (бесфузулинидовому) подъярсу. В разрезе Мечетлино в темно-серых плитчатых известняках исмагиловской свиты В.В. Черных определил конодонты филипповского подъяруса (Черных, 2006, 2018а, 2018б).

Краткая литологическая характеристика и представление о генезисе отложений разреза Мечетлино приведены в работе Г.А. Мизенса с соавторами (Мизенс и др., 2018).

Цель настоящего исследования — определение палеогеографических, палеотектонических условий и механизмов осадконакопления, а также выяснение источников сноса карбонатного и терригенного материала в артинско-кунгурское время в Юрюзано-Айской впадине на примере разреза Мечетлино.

В задачи нашего исследования входило послойное детальное литологическое описание отложений с выделением литофациальных типов пород; изучение распределения в них ископаемых остатков, среди которых основное внимание уделено мелким фораминиферам, как дополнительному инструменту для выяснения источника сноса карбонатной биокластики и доказательства их синхронности процессу осадконакопления. Изучение слоистости, структурных и текстурных особенностей пород проведено для уточнения механизма переноса кластики. Литотипы пород выделены по комплексу макро- и микропризнаков с привлечением микроскопического описания пород в шлифах и использованием метода микрофациального анализа карбонатов (Уилсон, 1980; Flügel, 2010). Описание микрофаций дано по терминологии Р. Данэма (Dunham, 1962). Показано распределение литотипов по разрезу, что позволило определить особенности и цикличность условий осадконакопления, влияние различных факторов.

ПОСЛОЙНОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез Мечетлино в настоящее время представляет собой карьерную расчистку на склоне горы на северной окраине села Мечетлино (рис. 1). Карьер имеет три уступа высотой по 3–4 м. В нижнем уступе выходят слои 0–2, в среднем уступе обнажены слои 3, 4, 5, верхний уступ вскрывает слои 6–15. Отложения залегают практически субгоризонтально. Вышележащие отложения, которые выходят в высыпках и мелких выступах на склоне близ вершины горы, выделены нами в слои 16 и 17.

Послойное детальное литологическое описание отложений проведено на основе выделения литофациальных (литогенетических) типов пород.

Литофациальные типы пород

Основными признаками для выделения литогенетического или литофациального типа породы являются: состав, зернистость, характер слоистости, соотношение терригенного и карбонатного материала, размерность кластики. В отличие от микрофациального анализа (Flügel, 2010), описание литофаций включает также макроскопическую характеристику породы (тип слоистости, форма прослоев). Механизмы формирования отложений определяются по типу слоистости, характеру контактов слоев, нарушению слоистости оползневыми и/или штормовыми процессами, биотурбированием, по цикличности чередования. Характеристика литофаций включает описание особенностей породы и интерпретацию условий осаждения.

Литофация 1 (Лф1) представлена рассланцованными алевроитистыми аргиллитами и тонкослоистыми известковистыми кварцевыми алевролитами, сложенными зернами кварца с примесью обломков некарбонатных пород и минералов (плагиоклаза, хлорита, слюды, кремней, кварцитов, вулканитов, ожелезненных частиц) в карбонатно-глинистом матриксе. Для них характерна тонкозернистость, тонкослоистость, преобладание тонкой силикокластики, представленной зернами кварца, плагиоклаза, кварцитов, кремней, слюды (рис. 2а, 2б, 2д, 2е). Карбонатный материал представлен тонкими обломками фауны (брахиопод, мелких фораминифер, спикул кремнистых губок) и карбонатизированной силикокластикой, отмечаются фосфатные обломки (остатки зубов рыб и фосфатизированных раковин). Эти отложения распространены по всему разрезу, обычно они составляют верхнюю часть градационно-слоистых ритмов.

Интерпретация условий осадконакопления: тонкослоистые отложения Лф1 представляют собой тонкие дистальные осадки турбидитового типа, отложенные в результате действия турбидных течений и потоков, что подчеркивается субпарал-

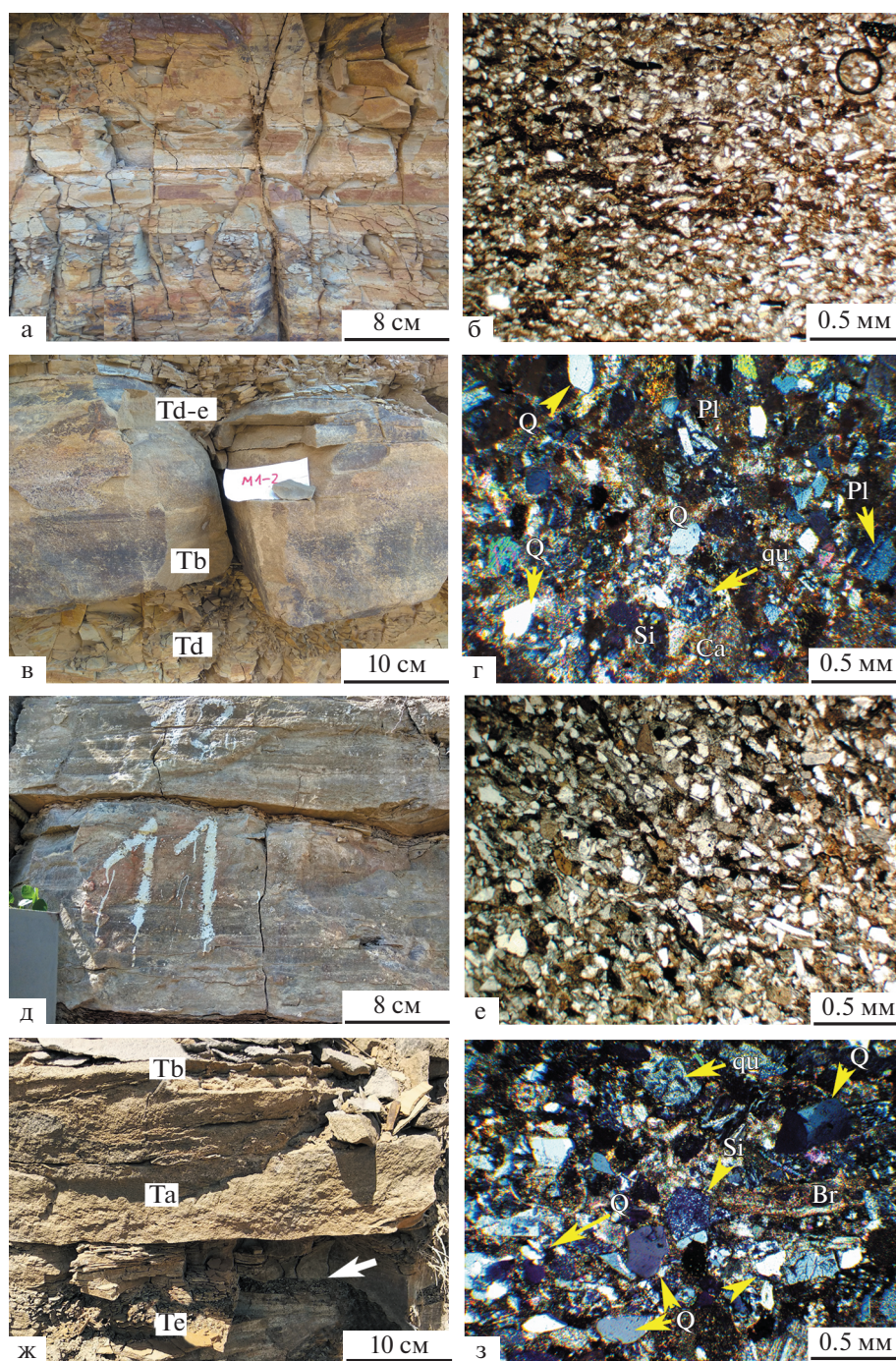


Рис. 2. Аргиллиты и алевролиты литофации Лф1 (а, б, д, е) и известковые кварц-полимиктовые песчаники и алевролиты литофации Лф2 (в, г, ж, з).

(а, б) – слой 0-1, в 0.5 м от основания: (а) – пачка тонкослоистых буровато-серых аргиллитов и алевролитов с ритмичным (турбидитовым) характером чередования слоев; (б) – известковый алевролит с зернами кварца (белое) в карбонатно-глинистом цементе, обр. 1-2а, шлиф, николи параллельные; (в, г) – слой 0-1, в 0.5 м от основания: (в) – прослой тонкозернистого тонкослоистого песчаника Tb, с резким контактом залегающий на аргиллитах Td; (г) – известковый песчаник с зернами кварца (Q), плагиоклаза (Pl), кварцитов (qu), кремней (Si) и кальцита (Ca) в карбонатном цементе, обр. 1-2, шлиф, николи скрещенные; (д, е) – слой 11, в 13 м от основания разреза: (д) – тонкослоистые известковые песчаники и алевролиты слоя 11; (е) – известковый алевролит, обр. 11-1, шлиф, николи параллельные; (ж, з) – слой 16, в 17.5 м от основания разреза: (ж) – песчаник с градиционной слоистостью: ритм Ta (Booth, 1962) залегающий на рассланцованных аргиллитах (ритм Te) с черным углистым прослоем, обогащенным растительными остатками (показан стрелкой); (з) – мелкозернистый песчаник с зернами кварца (Q), плагиоклаза (Pl), кварцитов (qu), кремней (Si), кальцита (Ca) и фрагментами фауны мшанок (Br), брахиопод в карбонатном цементе, обр. 16-3, шлиф, николи скрещенные.

лельной ориентировкой удлинённых зерен. Отмечаются постепенные градационные переходы от алевролитов к аргиллитам. Отложения слагают ритмы Tc, Td, Te турбидитовой последовательности Боума (Bouma, 1962).

Литофация 2 (Лф2) представлена мелко- и тонкозернистыми известковистыми песчаниками кварц-полимиктового состава с примесью биокластики, с карбонатным и карбонатно-глинистым цементом порово-пленочного типа (рис. 2в, 2г, 2ж, 2з). Терригенный компонент включает зерна кварца, плагиоклаза, хлорита, слюды, вулканитов, кварцитов, углисто-кремнистых сланцев и кремней. Карбонатные зерна — литокласты и биокласты (брахиоподы, иглокожие, мшанки, фораминиферы, в верхней части разреза, в слое 15 встречаются оолиты). Отмечаются окремненные фрагменты раковин. Песчаные пласты толщиной 0.1–0.2 м имеют резкие нижние контакты с тонкослоистыми аргиллитами литофации Лф1, градационную сортировку, постепенный переход к вышележащим алевролитам (рис. 2в, 2ж). Эти отложения присутствуют в нижней и верхней частях разреза — в слоях 0, 1 и 11–16.

Интерпретация условий образования: алевропесчаные отложения литофаций Лф1 и Лф2 образуют ритмы, характерные для турбидитов. В них выделяется нижняя песчано-алевритовая градационная часть, соответствующая интервалу Та последовательности Боума (Bouma, 1962; Мизенс, 1997), переходящая в горизонтально-слоистые алевролиты и аргиллиты интервалов Tb и Td Боума (рис. 2а, 2в, 2д, 2ж). Циклы разделены пачками по 0.2–0.3 м тонкослоистых алевритистых аргиллитов Лф1, которые представлены интервалами Td–е Боума и являются преобладающими фоновыми отложениями в этой зоне. Примесь карбонатных зерен представлена лито- и биокластикой и зернами кальцита, вероятно замещающего силикокластику, отмечаются обломки раковин, нацело замещенных халцедоном. Вторичные преобразования пород Лф1 и Лф2 выражены в ожелезнении и карбонизации зерен и цемента.

Литофация 3 (Лф3) представлена мелко- и среднезернистыми биокластовыми известняками без терригенной примеси. Известняки образуют прослои и линзы толщиной 0.1–0.3 м, закономерно распространенные среди слоистых аргиллитов и алевролитов в слоях 0, 1, 2 (рис. 3а, 3в). Отмечается эрозионный характер контактов с вмещающими алевролитами и аргиллитами. Микроскопически известняки Лф3 представлены грейнстоунами и рудстоунами с разнообразной фауной (рис. 3б, 3г, 3е). Распространены фрагменты иглокожих, мшанок, обломки раковин брахиопод, присутствуют фузулиниды, много мелких фораминифер *Pseudovermiporella* в виде белых включений (состав раковин известковый,

структура микрозернистая, в проходящем свете они буровато-коричневые). В слое 6 наблюдается пласт известняка толщиной 0.2 м, в котором отмечается увеличение размерности биокластики в средней части пласта и скопление крупных раковин аммонойд (рис. 3д–3ж). Верхняя и нижняя части этого пласта сложены тонкозернистым грейнстоуном-пакстоуном с субпараллельной ориентировкой удлинённых частиц (рис. 3ж, 3з) из-за действия подводных течений. Эти отложения присутствуют в слоях 0–2, 5, 6.

Интерпретация условий образования: биокластовые известняки литофации Лф3 образовались в результате привноса биокластики с мелководного шельфа в зону предорогенного прогиба с преобладающей флишевой (турбидитовой) седиментацией. Эти обломочные известняковые прослои имеют следующие особенности: крупные размеры скелетной фауны, смешанный состав биокластики из мелководной (мшанки, мелкие фораминиферы, палеоаплезины, толстостенные брахиоподы) и глубоководной (аммонойды, конодонты, спикулы кремневых губок) зон карбонатного шельфа. Отмечается бимодальное распределение размеров биокластов, эрозионные контакты, обратная и симметричная градационность. Это признаки действия подводных течений, вероятно вызванных штормами (Flügel, 2010). Обломочные потоки сносили карбонатный обломочный материал с запада — с карбонатного шельфа платформы.

Литофация 4 (Лф4) сложена песчано-алевритистыми биокластовыми известняками. Они образуют прослои толщиной 0.2–0.3 м в слоях 0, 1, 2 (рис. 4а, 4б), а также пласт толщиной 0.5–0.6 м в слое 5 (рис. 4в, 4г). В них наблюдается характерная бугорчато-волнистая слоистость типа hummocky, с элементами мелкой косої слоистости, которая интерпретируется как HCS-слоистость (Einsele, Seilacher, 1991; Myrow, Southard, 1996), обусловленная штормовым воздействием (рис. 4в). Микроскопически это тонкослоистые породы, сложенные тонким чередованием карбонатного и терригенного материала — грейнстоуны с алевролитовым матриксом, с зернами кварца (рис. 4б, 4г). Для них характерны резкие контакты карбонатного и алевролитового прослоев, не градационное, а бимодальное распределение размерности кластики (силикокластика имеет тонкую алевролитовую размерность, биокластика выделяется более крупной размерностью зерен). В осадках Лф4 отмечается тонкая горизонтальная волнистая и слабонаклонная слоистость течений. Эти отложения присутствуют в слоях 0–2, 5, 6, 8.

Интерпретация условий образования: отложения литофации Лф4 формировались в условиях впадины со смешанной карбонатно-терригенной седиментацией под влиянием течений, вызванных штормами, которые способствовали смешению

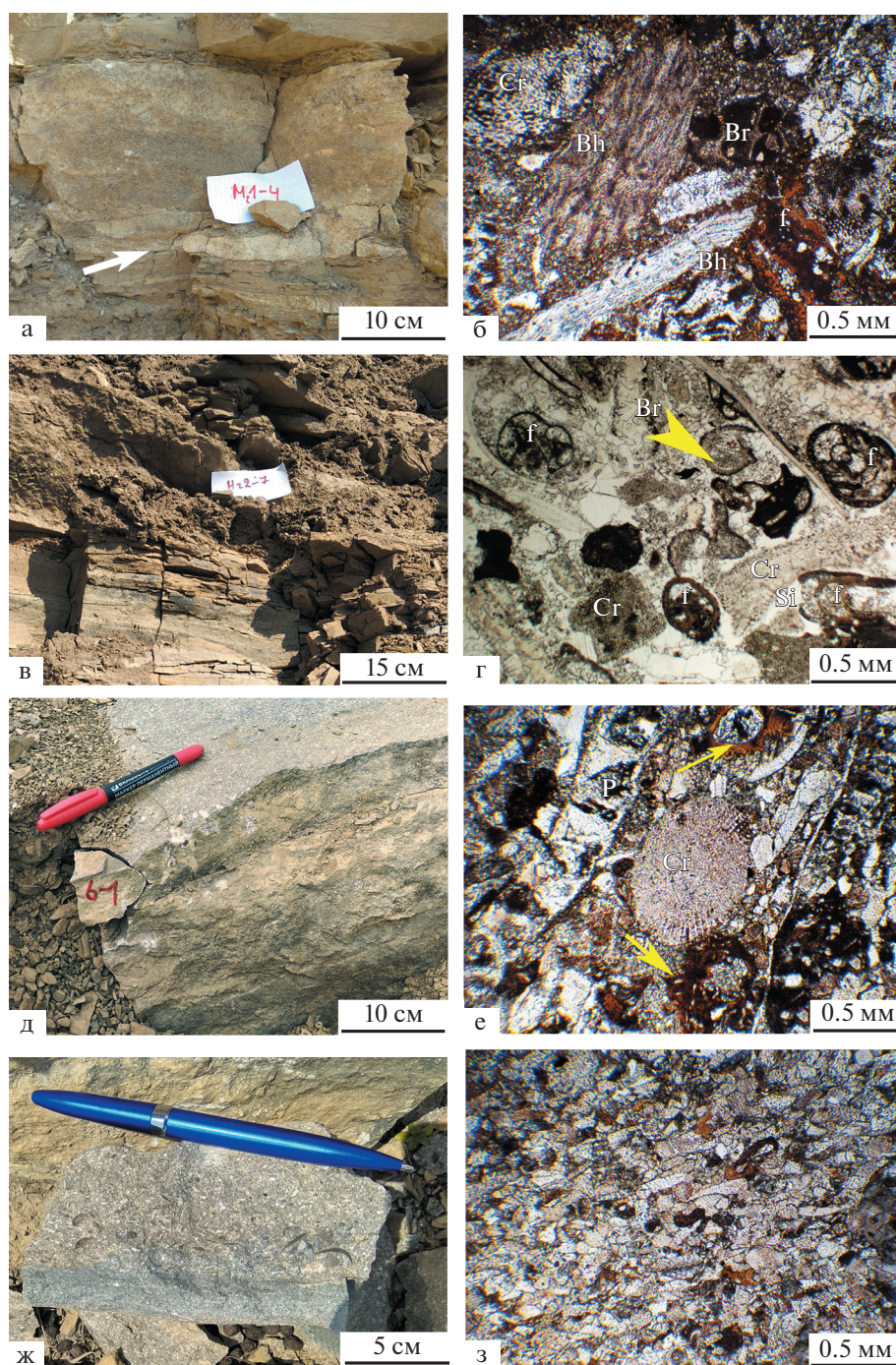


Рис. 3. Биокластовые известняки литофации Лф3.

(а, б) — слой 0-1, в 1.5 м от основания разреза: (а) — прослой известняка среднезернистого, с резким эрозионным контактом (показан стрелкой) залегающего на рассланцованных алевролитах литофации Лф1; (б) — крупнобиокластовый грейнстоун-рудстоун с обломками мшанок (Br), брахиопод (Bh), иглокожих (Cr), фораминифер (f), обр. 1-4, шлиф, николи параллельные; (в, г) — слой 1, в 3.5 м от основания: (в) — прослой среднезернистого известняка Лф3 среди рассланцованных аргиллитов Лф1; (г) — биокластовый грейнстоун с фораминиферами (f), мшанками (Br), криноидеями (Cr) в окремненном (Si) матриксе, обр. 2-7, шлиф, николи параллельные; (д-з) — слой 6, в 10.5 м от основания разреза: (д) — пласт известняка в основании 3-го уступа карьера, общий вид; (е) — биокластовый грейнстоун с криноидеями (Cr), обломками палеоаплезин (P) и буровато-оранжевыми фрагментами обволакивающих мелких фораминифер *Pseudovermiporella* (показаны стрелками), из грубозернистой средней части пласта, обр. 6-1, шлиф, николи параллельные; (ж) — известняк биокластовый, с многочисленными крупными раковинами аммонойд в средней части пласта; (з) — тонкозернистый пакстоун с субпараллельно ориентированными удлинёнными карбонатными зёрнами, обр. 6-0 из нижней части пласта, шлиф, николи параллельные.

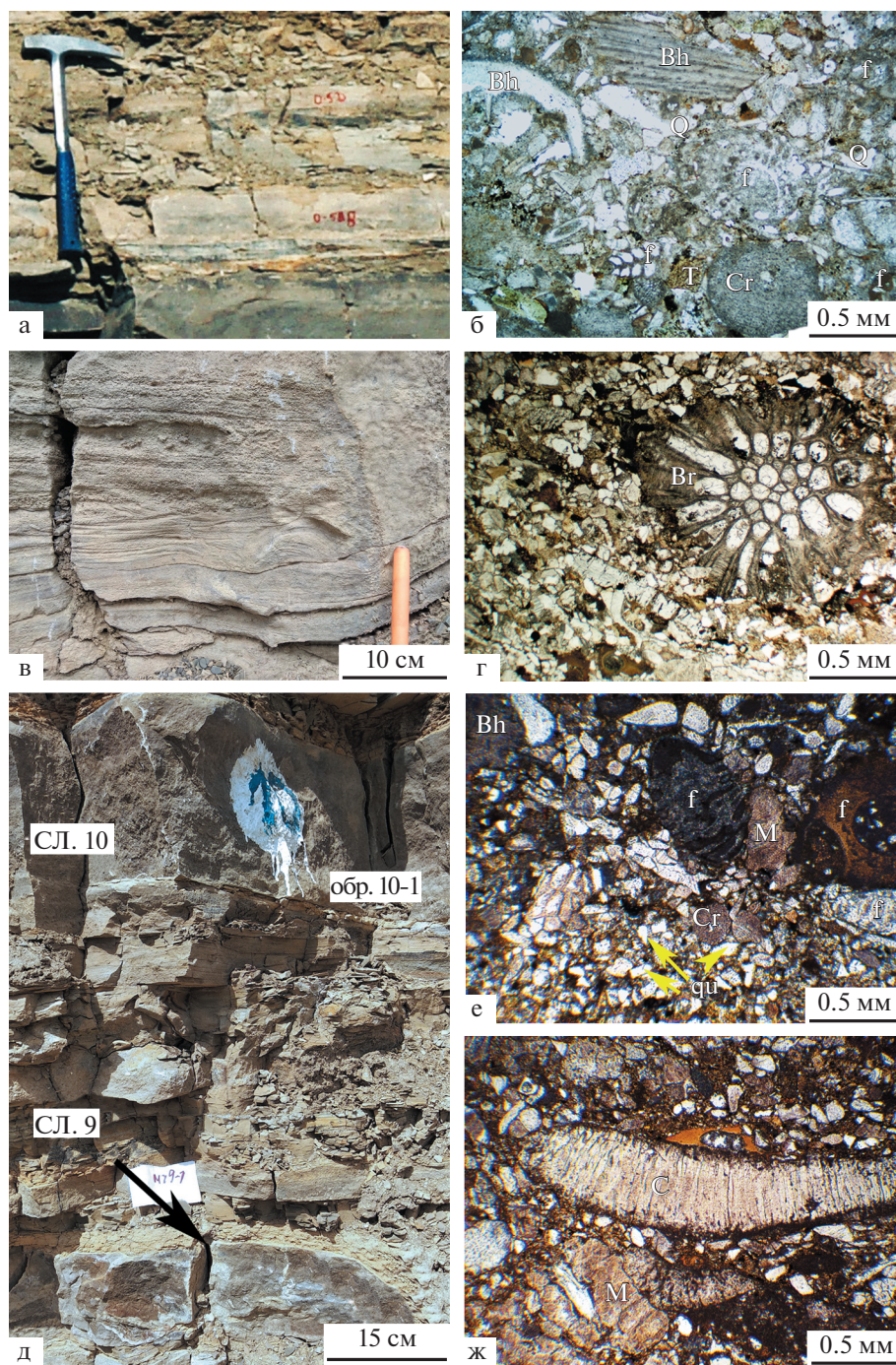


Рис. 4. Алевритистые биокластовые известняки литофации Лф4 (а–г) и тонкозернистые тонкослоистые алевритистые известняки и известковистые кварц-полимиктовые алевролиты литофации Лф5 (д–ж).

(а, б) – слой 0: (а) – прослой мелкозернистого известняка; (б) – грейнстоун с крупной биокластикой иглокожих (Cr), брахиопод (Bh), фораминифер (f) в алевритовом матриксе с кварцевыми зёрнами (Q), обр. 05b, шлиф, николи параллельные; (в, г) – слой 5, в 8.5 м от основания разреза: (в) – алевритистый известняк с тонкой косоволнистой штормовой слоистостью (HCS-типа), перекрытый более грубозернистым прослоем с горизонтальной слоистостью; (г) – фрагмент мшанки (Br) в алевритистом грейнстоуне, обр. 5-2, шлиф, николи параллельные; (д) – слои 9 и 10 – пачка переслаивания известковистых аргиллитов и алевритистых известняков; в основании слоя 9 – глинистый прослой желтого цвета (показан стрелкой), предположительно с туфовым материалом; слой 10 – место взятия обр. 10-1; (е, ж) – известняк алевритистый тонкослоистый, слой 10, обр. 10-1, в 12.8 м от основания разреза, шлиф, николи параллельные: (е) – резкий контакт тонкозернистого алевролита с зёрнами кварца (qu) и мелко-среднезернистого грейнстоуна с биокластикой брахиопод (Bh), иглокожих (Cr), фораминифер (f), сетчатых мшанок (в центре), с обломками микрокodieвых кальцитовых инкрустаций (M); (ж) – грейнстоун с кортоидом – обломком раковины моллюска с микрокodieзованной оторочкой (C) – и с обломками микрокodieвых кальцитовых инкрустаций (M) в алевролитовом матриксе.

нию терригенной и карбонатной кластики. Интервал глубин моря от 50–100 до 200 м — на уровне максимального штормового базиса (Flügel, 2010).

Литофация 5 (Лф5) представлена тонкозернистыми тонкослоистыми алевроитистыми известняками с прослоями алевролитов с примесью биокластики (рис. 4д–4ж). Эти породы образуют незакономерные линзовидные прослои по 0.05–0.2 м среди ритмичной толщи аргиллитов и алевролитов (рис. 4д). В них наблюдается тонкое чередование алевролитовых и зернистых карбонатных слоев. Контакты между алевролитовыми и карбонатными слоями резкие. Карбонатные прослои представлены грейнстоунами с фрагментами мшанок, криноидей и других иглокожих, брахиопод, с фораминиферами, содержат более крупную биокластику раковин моллюсков с характерными микритовыми оторочками (кортоиды) и значительное количество обломков микрокодиевых кальцитовых инкрустаций (рис. 4ж). Отмечается субпараллельная ориентировка удлиненных зерен. Эти отложения присутствуют в слоях 7, 10, 12.

Интерпретация условий образования: отложения Лф5 похожи на турбидиты, но ритмичность в них более тонкая и незакономерная. В них наблюдается бимодальное распределение кластики по размерности. Наблюдаются резкие контакты карбонатных и алевролитовых слоев, градиционность практически отсутствует. Данные признаки характерны для темпеститов — осадков штормового генезиса (Einsele, Seilacher, 1991; Murgow, Southard, 1996; Flügel, 2010). Смещение терригенного (силикокластического) и карбонатного обломочного материала происходило в результате действия подводных течений, вызываемых штормами и способствовавших перемешиванию кластики из разных источников (Puga-Bernabéu et al., 2007, 2014; Karim, 2007; Baziany, 2016).

Отложения литофаций Лф4 и Лф5 сходны. Они различаются по соотношению карбонатных и алевролитовых слоев, размерности обломков. В породах литофации Лф5 преобладают известковистые алевролиты. Так же как известняки Лф4, отложения Лф5 образуют незакономерные линзовидные прослои среди алевро-глинистых турбидитов. Они, по-видимому, отражают нарушение турбидитовой (флишевой) последовательности привносом биокластики с карбонатного шельфа катастрофическими обломочными потоками, вызванными штормами и, возможно, землетрясениями.

Литофация 6 (Лф6) представлена микрозернистыми серыми массивными известняками, сложенными спиколовыми вакстоунами и флаутстоунами с аммоноидеями. Они образуют прослои и конкреции в глинистых породах в слоях 3 и 4 (рис. 5а, 5б, 5д, 5е). Формировались в тиховодной относительно глубоководной зоне шельфа.

К литофации 7 (Лф7) отнесены известняки биогермно-биокластовые из глыб и галек в слое 4 (рис. 5а). Они сложены грейнстоунами и флаутстоунами с фузулинидами, мелкими фораминиферами, фрагментами брахиопод, гастропод, мшанок, криноидей, окремненных кораллов в микритовом, местами перекристаллизованном, часто окремненном матриксе (рис. 5ж). Эти глыбы и гальки известняков, вероятно, переотложены из более мелководной зоны шельфа. Состав фауны соответствует фауне биогермных известняков рифовых фаций Уфимского плато (Маслов, 1950).

Литофацию 8 (Лф8) составляют известняки темно-серые, плитчатые, тонкозернистые (афанитовые), тонкоалевритистые и тонкокристаллические. Микроскопически известняки представлены перекристаллизованными мадстоунами-вакстоунами с реликтами фауны мелких фораминифер, предположительно остракод, с мелкими остатками растений. Они переслаиваются с прослоями алевроитистых известняков — мадстоунов-вакстоунов (рис. 5з). Интерпретация условий образования: отложения Лф8 формировались в относительно тиховодных условиях и относятся к фоновым карбонатным осадкам, формировавшимся из взвеси.

В целом в разрезе Мечетлино среди терригенно-карбонатных отложений саргинского и саранинского подъярусов нами выделяется семь литофациальных (Лф1–Лф7) типов пород. К восьмому типу литофаций (Лф8) отнесены перекрывающие афанитовые известняки с конодонтами филипповского подъяруса (Черных, 2006, 2018б).

Характеристика разреза

Первичное литостратиграфическое описание разреза артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино дано в работе Б.И. Чувашова с соавторами (Чувашов и др., 1990) и впоследствии многократно детализировалось. Согласно этому расчленению и нашим седиментологическим наблюдениям (Горожанин, Горожанина, 2019) составлена литостратиграфическая колонка, на которой показано положение выделенных литофациальных типов пород, их структурные и текстурные особенности, места взятия литологических и палеонтологических образцов (рис. 6). Обобщенная фаунистическая характеристика слоев 1–15 приводится с учетом литературных источников (Бойко, 2010; Chernykh et al., 2015, 2020; Черных, 2018а, 2018б; Черных и др., 2018; Kutygin, 2017; Filimonova, Isakova, 2022).

Слой 0. Инт. 0–2.7 м. Буловато-серые тонкослоистые алевроитистые аргиллиты литофации Лф1 (рис. 2а, 2б) переслаиваются с массивными тонкозернистыми известковистыми алевролитами и мелкозернистыми кварц-полимиктовыми песчаниками Лф2, образуя турбидитовые ритмы Td–e,

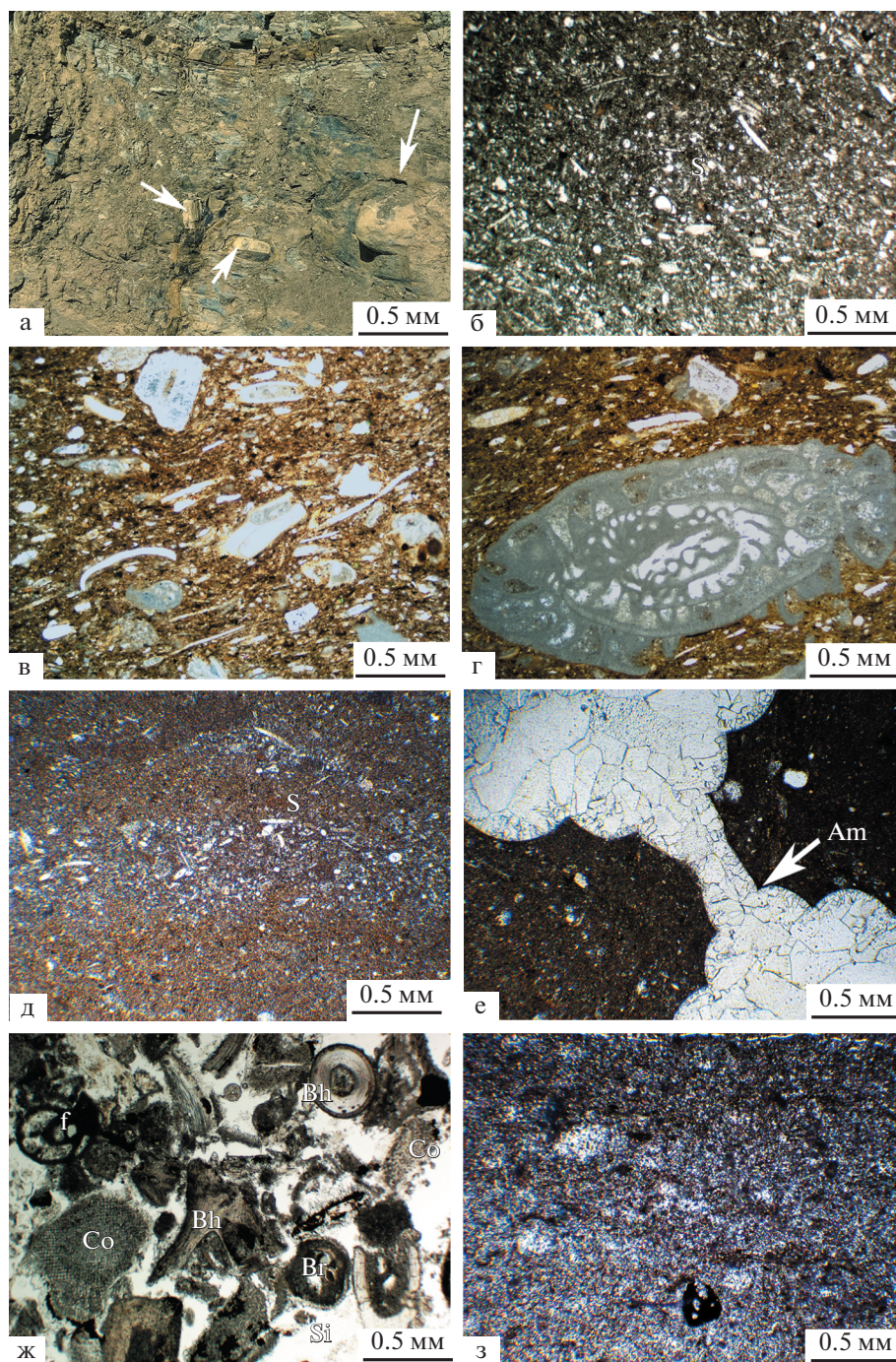


Рис. 5. Биокластовые известняки литофаций Лф5 (а, в, г), Лф6 (б, д, е), Лф7 (ж) в слое 4 и известняки литофации Лф8 в слое 17 (з).

(а) — глыбы известняков (показаны стрелками) в глинистом матриксе в подводно-оползневой пачке (фото В.М. Горожанина); (б–з) — шлифы, николи параллельные: (б) — вакстоун Лф6 с многочисленными кремнистыми спикулами губок (S), обр. 4-46 из конкреции; (в, г) — рудстоун Лф5 с биокластикой (обломки криноидей, остракод, мшанок, брахиопод) и крупными раковинами фузулинид (г) в глинисто-карбонатном матриксе с текстурой течений, обр. m4-3 из прослоя глинисто-алевритистых известняков с оползневыми складками; (д) — тонкослоистый вакстоун-пакстоун Лф6 со спикулами губок (S), обр. 4-3 из конкреции; (е) — флаутстоун Лф6 с раковиной аммоноидеи (Am), обр. 4-3 из конкреции; (ж) — биокластовый грейнстоун из гальки в матриксе оползневой пачки, с обломками иглокожих (Co), брахиопод (Bh), мшанок (Br), фораминифер (f) в окремненном (Si) цементе, обр. 4-4а; (з) — микрозернистый вакстоун литофации Лф8 с реликтами светлых перекристаллизованных раковин, предположительно, остракод и с темными углистыми включениями — растительными остатками, обр. 17-36, шлиф, николи параллельные, слой 17 кунгурской части разреза.

Тб—д—е по 0.4—1.2 м (рис. 7а). В верхней части слоя 0 ритмичность нарушается появлением линзовидных прослоев (до 0.2 м) биокластовых известняков литофаций Лф3 (рис. 3а, 3б) и Лф4 (рис. 4а, 4б, 7а, 7б). В них определены фузулиниды и многочисленные мелкие фораминиферы.

Слои 1—2. Инт. 2.7—4.8 м (мощность 2.1 м). Рассланцованные буровато-серые тонкослоистые алевроитистые аргиллиты Лф1 с линзовидными прослоями среднезернистых биокластовых известняков Лф3 (рис. 6, обр. 2—7; рис. 3в, 3г). В известняковых прослоях определены **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *Paragastrioceras karpinskii* (Fredericks), *P. verneuili* Ruzhencev, **брахиоподы** *Terebratulida*, *Rhynchonellida*, *Productida*, **мелкие фораминиферы**.

Слои 3—4. Инт. 4.8—7.7 м (мощность 2.9 м). Буровато-серые тонкослоистые аргиллиты и алевролиты Лф1 с конкрециями известняков Лф6 (рис. 5а, 5б, 5д, 5е), глыбами и гальками известняков Лф7 (рис. 5ж, 6, 7д). На границе слоев 3 и 4 наблюдается прослой мелкообломочной карбонатной брекчии с угловатыми литокластами тонкозернистых известняков, многочисленными раковинами **брахиопод**, **фузулинид**, **обломками криноидей**, **мшанок** в глинистом матриксе (рис. 5в, 5г). Здесь определены **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *Paragastrioceras karpinskii* (Fredericks), многочисленные **фузулиниды** *Parafusulina* cf. *cara* Grozdilova, *P. paraconcavatus* Rauser, *P. pseudoparaconcavatus* Rauser, *P. consobrina* Rauser, *Pseudofusulina exiqua* Rauser, *Ps. lepida* Rauser, *Ps. nucula* Tchuvashov, *Ps. ovata* Rauser, *Ps. urasbajevi* speciosa Rauser, *Ps. seleukensis* Rauser, *Ps. urasbajevi* Rauser, *Ps. aff. venusta* Konovalova, *Uralofusulinella arkaulensis* Tschuvashov и **мелкие фораминиферы**. Глинисто-алевритистые известняки в верхней части слоя 4 смяты в крупные подводно-оползневые складки и рулеты (рис. 7е).

Слой 5. Инт. 7.7—10.3 м (мощность 2.6 м). В нижней части слоя 5 залегает пласт (0.8 м) буровато-серого тонко-мелкозернистого алевроитистого известняка литофации Лф4 (рис. 6, обр. 5-1, 5-2; рис. 4в, 4г). Особенностью этих отложений является наличие прослоя с косой трогообразной и волнистой слоистостью (рис. 4в, 7з, 7и). Пологовыпуклая волнистая косая слоистость в осадочных породах относится к признакам действия штормовых волн и течений и обозначается терминами *hummocky cross stratification* (HCS) и *swaley cross stratification* (SCS) (Einsele, Seilacher, 1991; Murgow, Southard, 1996; Flügel, 2010). Выше этот пласт перекрыт пачкой (1.3 м) рассланцованных известковистых аргиллитов с прослоем (0.3 м) массивного биокластового известняка Лф4. В этих отложениях определены **аммоноидеи** *Neopronorites permicus* (Tchernow), *Paragastrioceras karpinskii* (Fredericks), *P. verneuili* Ruzhencev, *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *U. cf. bogoslovskayae* Voronov, *U. complanatum* Voinova, **фузулиниды** *Pseudofusulina seleukensis* Raus., *Uralofusulinella arkaulensis* Tschuv., **трилобиты** *Kaskia gruenewaldti* (Möller), **рыбы** *Permopetalodus* sp., многочисленные **мелкие фораминиферы**.

Слой 6. Инт. 10.3—11.3 м (мощность 1 м). Известняк темно-серый, пестрый из-за многочисленных белых включений мелких фораминифер *Pseudovermiporella*, с линзовидным прослоем, сложенным более крупной биокластикой брахиопод, мшанок, криноидей и скоплением раковин аммоноидей. Отложения относятся к литофации Лф3 (рис. 3д—3з). В этом слое найдены **конодонты** *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur, **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *U. cf. bogoslovskayae* Voronov, *Clausiuraloceras tchuvashovi* (Bogoslovskaya), *Paragastrioceras* sp.; **фузулиниды** *Parastaffeloides* sp., *?Schubertella* sp., *Uralofusulinella* sp., а также многочисленные **мелкие фораминиферы**, остатки **рыб**. На поверхностях напластования иногда наблюдаются горизонтальные ходы илоедов *?Planolites* sp. Отмечаются многочисленные крупные растительные остатки (ядра внутренних полостей стволов каламитов) длиной до 10 см.

Слои 7—10. Инт. 11.3—13.2 м (мощность 1.9 м). Ритмичное чередование известковистых алевролитов и аргиллитов Лф1 (рис. 2е) с линзовидными прослоями мелкозернистых алевроитистых известняков Лф5 (рис. 4д—4ж, 7в). В основании слоя 7 залегает тонкослоистый известковистый алевролит Лф5. Выше него пласт темно-серого мергелеподобного аргиллита смят в дисгармоничную оползневую складку (рис. 7ж). В слое 8, сложенном биокластовым известняком (Лф4), определены **конодонты** *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur, *Sweetognathus somniculosus* Chernykh; **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *U. cf. bogoslovskayae* Voronov, *Clausiuraloceras tchuvashovi* (Bogoslovskaya), *Paragastrioceras* sp., **мелкие фораминиферы**, остатки **рыб**. В известковистых буровато-серых аргиллитах слоя 9 (ЛФ1) наблюдается тонкий (2—5 мм) прослой желтовато-бурого цвета, который предварительно интерпретирован как прослой вулканического туфа (рис. 4д). В слое 10 среди пачки алевролитов и аргиллитов Лф1 залегает прослой массивного известняка литофации Лф5 (рис. 4д—4ж, 7в). В этих отложениях определены **конодонты** *Sweetognathus somniculosus* Chernykh, **мелкие фораминиферы**, остатки **рыб**. В прослоях аргиллитов по напластованию наблюдаются обугленные остатки растительного детрита.

Слои 11—12. Инт. 13.2—15.3 м (мощность 2.1 м). Ритмичное чередование буровато-серых тонкослоистых алевролитов и аргиллитов Лф1 (рис. 2д, 2е, 7в), обогащенных растительными остатками. В алевроитистых аргиллитах слоя 11 (толщина 0.35 м)

определены **мелкие фораминиферы**. В слое 12 в нижней части залегает пласт (0.6 м) тонкослоистого буровато-серого тонкозернистого алевроитового известняка Лф5. К этому прослою приурочены находки **конодонтов** *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movshovitsch, *N. lectulus* Chernykh, *N. pequopensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur; **аммоноидей** *Clausiuraloceras mechetlense* Kutugin, **мелких фораминифер** и остатков **рыб**. На основании этих находок отложения слоя 12 отнесены к саранинскому подъярсу кунгурского яруса. По появлению зоны *N. pnevi* граница артинского и кунгурского ярусов проведена в основании слоя 12 (Chernykh et al., 2020). В верхней части слоя 12 появляются прослои известковистых тонкозернистых песчаников Лф2 (рис. 6).

Слои 13–15. Инт. 15.3–17.5 м (мощность 2.2 м). Ритмичное чередование буровато-серых градиционно-слоистых известковистых песчаников Лф2, тонкослоистых алевролитов и аргиллитов Лф1 (рис. 2ж, 2з) с многочисленными крупными растительными остатками. Особенностью отложений является наличие четких турбидитовых ритмов Боума, в том числе и ритма Тс с косой и конволютно-оползневой слоистостью (рис. 7г). В этих породах определены **конодонты** *Neostreptognathodus labialis* Chernykh, *N. lectulus* Chernykh, *N. pequopensis* Behnken, *N. pnevi* Kozur et Movshovitsch, *N. pseudoclinei* Kozur et Movshovitsch, *N. ruzhencevi* Kozur; **аммоноидей** *Clausiuraloceras mechetlense* Kutugin, *C. cf. tchuvashovi* (Bogoslovskaya), *Uraloceras* sp. и **мелкие фораминиферы**.

Слой 16. Инт. 17.5–19.5 м (мощность 2 м). Выше слоя 15 в отдельных выходах отложения представлены ритмичным чередованием градиционно-слоистых грубозернистых полимиктовых граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов литофаций Лф1 и Лф2 (рис. 6).

Слой 17. Выше слоя 16, примерно в 20 м, наблюдаются высыпки и отдельные выходы тонкоплитчатых темно-серых, с поверхности осветленных тонкокристаллических (афанитовых) известняков (рис. 8а–8г). Отложения соответствуют слоям 19–22, описанным В.В. Черныхом в разрезе Мечетлино в 2005 г. до расчистки карьера. Отложения относятся к исмагиловской (мысовской) свите. В них найдены **конодонты** филипповского подъяруса кунгурского яруса *Neostreptognathodus clinei* Behnken, *Neostreptognathodus aff. clinei* Behnken,

Uralognathus cochleatus Chernykh (Черных, 2006, 2018а, 2018б) и **мелкие фораминиферы**. Граница между саранинским и филипповским подъярусами кунгурского яруса, вероятно, проходит по границе слоя 16 и слоя 17 на задернованном участке вершинной части горы (рис. 1, 6).

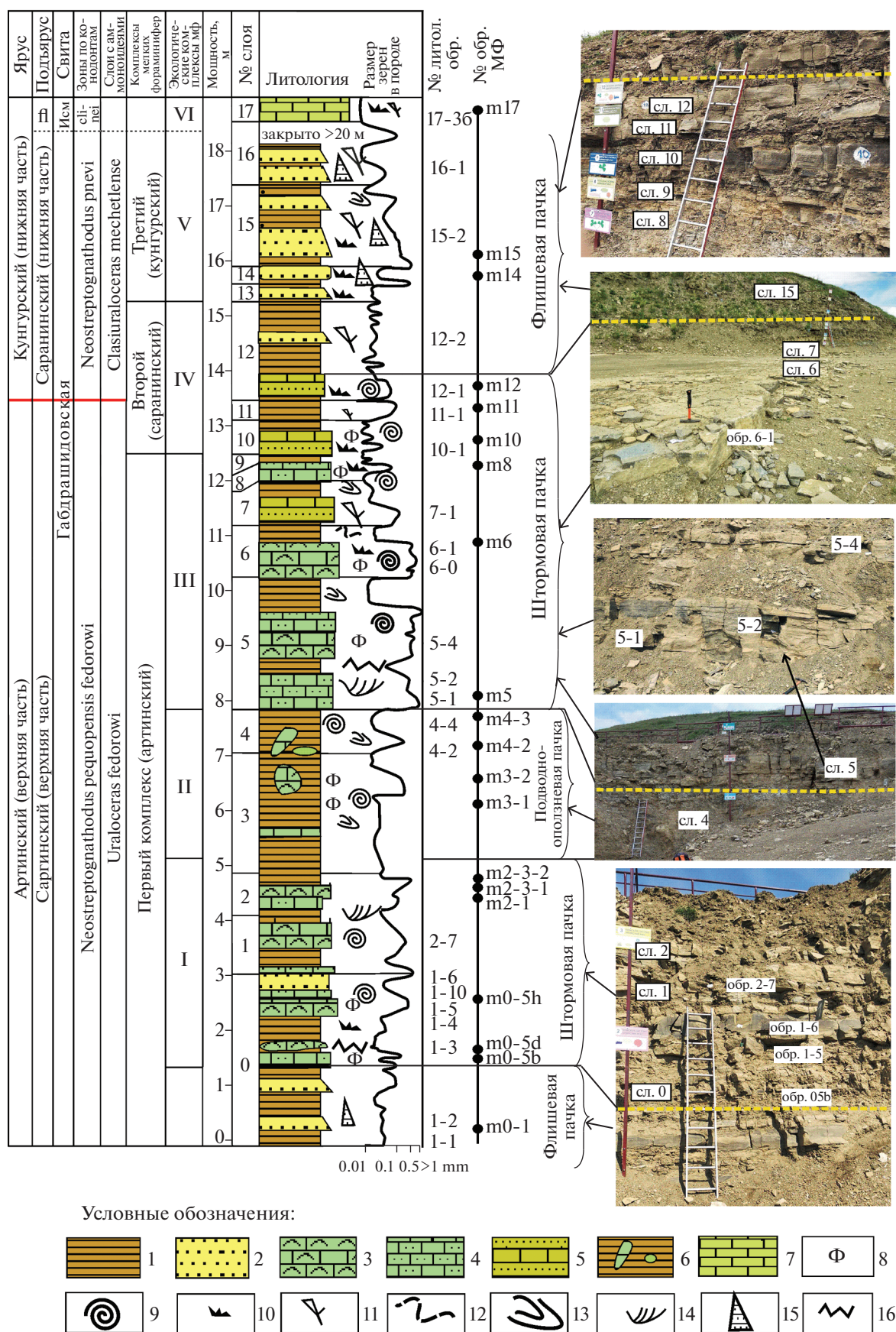
ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Основные литотипы пород, слагающие разрез Мечетлино, это полимиктовые известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, а также конгломераты, гравелиты, песчаные известняки, афанитовые известняки. Они образуют различные литогенетические типы, или литофации, отложений, которые отражают динамику формирования осадков. Основным генетическим типом осадков являются градиционно-слоистые песчаные ритмиты, образовавшиеся в результате действия глубоководных турбулентных (турбидиты) и ламинарных (грейниты, дебриты) гравитационных потоков (Мизенс, 1997). Фоновые тихоходные осадки, представленные микро- и тонкозернистыми карбонатно-глинистыми породами, образуют прослои среди флиша. Как правило, это пелитоморфные известняки, мергели и алевроитовые известковистые аргиллиты. Органические остатки в них представлены преимущественно глубоководными организмами: спикулами кремниевых губок, радиоляриями, аммоноидеями, встречаются также фузулиниды и мелкие фораминиферы, брахиоподы и обломки мелководной фауны — мшанки, кораллы, гастроподы, смытые, вероятно, с шельфа платформы. Часто встречаются остатки растений и даже стволов каламитов, снесенные с суши в результате штормов и землетрясений и “затонувших” на глубоководье (Мизенс, 1997; Черных и др., 2018; Горожанина, Горожанин, 2020б).

Применение методов литофациального и микрофациального анализа (Уилсон, 1980; Flügel, 2010) позволило выделить три типа отложений в разрезе Мечетлино. Основным типом являются флишевые отложения, представленные тонкозернистыми карбонатно-терригенными породами с характерным ритмичным турбидитовым строением. От них отличаются обломочные карбонатные отложения, сложенные обломками известняков и биокластикой, снесенной с мелководного шельфа.

Рис. 6. Литостратиграфическая колонка отложений в разрезе Мечетлино.

Показаны уровни отбора литологических и палеонтологических образцов с мелкими фораминиферами (МФ), номера образцов начинаются с “m”; распределение литофациальных типов пород (Лф) и фотографии слоистых отложений, вскрытых карьером. Условные обозначения: 1 — аргиллиты и алевролиты Лф1; 2 — песчаники Лф2; 3 — известняки биокластовые Лф3; 4 — известняки алевроитовые Лф4; 5 — известковистые алевролиты Лф5; 6 — подводно-оползневая пачка с конкрециями известняков Лф6 и глыбами известняков Лф7; 7 — плитчатые известняки Лф8; 8–10 — фауна: 8 — фузулиниды; 9 — аммоноидеи; 10 — конодонты; 11 — растительные остатки; 12 — ходы илоедов; 13 — оползневые складки; 14 — косая слоистость; 15 — градиционность; 16 — эрозионные контакты. Сокращения: Исм. — исмагиловская свита, fl — филипповский горизонт.



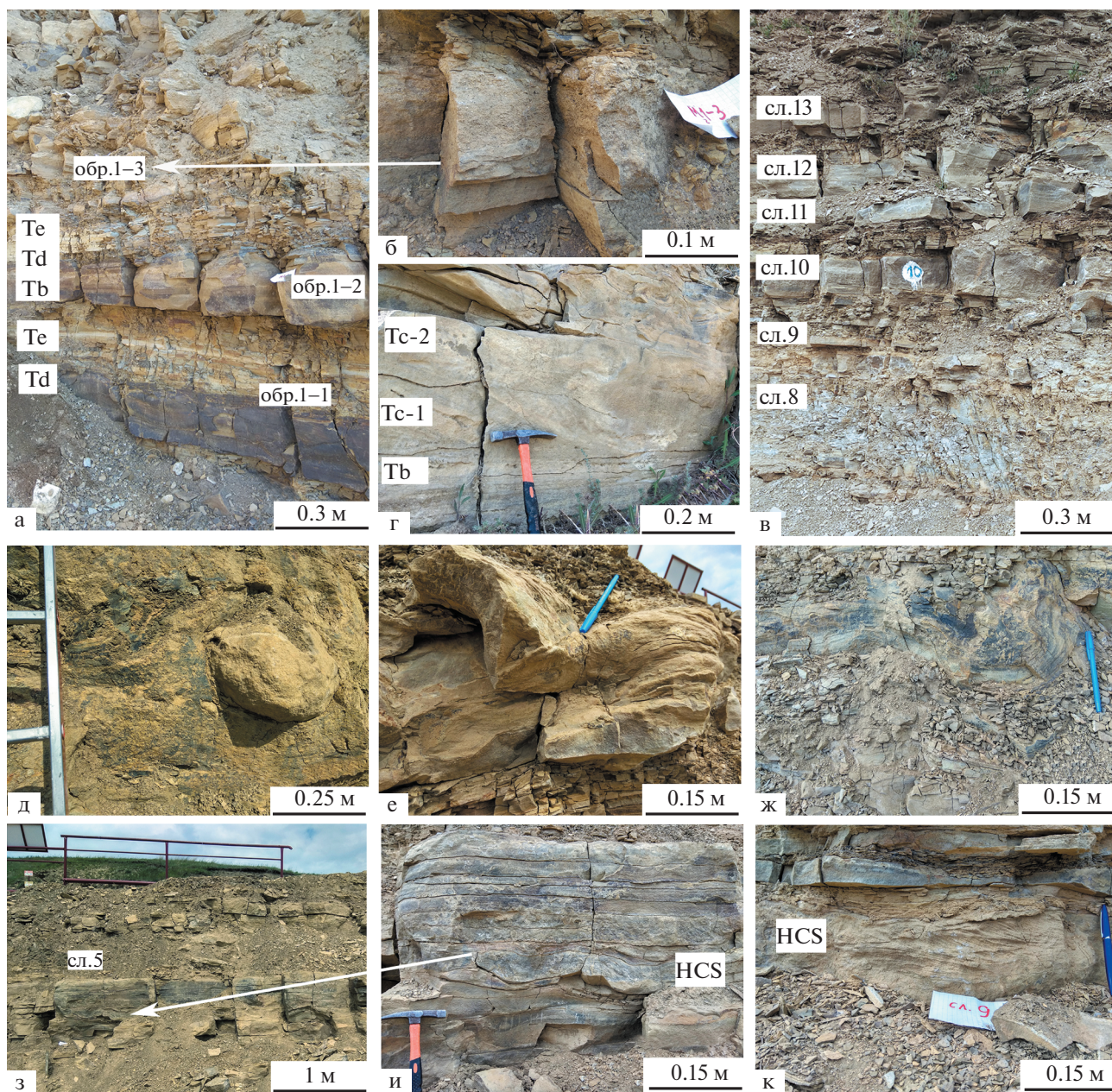


Рис. 7. Текстурно-структурные особенности терригенно-карбонатных отложений в разрезе Мечетлино (фото В.М. Горожанина).

(а) – ритмичное (флишевое) чередование аргиллитов (обр. 1-1), алевролитов (обр. 1-2) и мелкозернистых песчаников турбидитового типа – ритмы Tb, Td, Te (Boima, 1962) в нижней части слоя 0, с линзовидными прослоями биокластовых известняков (грейнстоунов) в верхней части (обр. 1-3); (б) – линзовидный прослой среднезернистого биокластового известняка Лф3 (обр. 1-3) с эрозийным контактом, стрелкой показано его положение выше ритмично-слоистой турбидитовой пачки; (в) – ритмичное чередование аргиллитов и алевролитов с линзовидными прослоями биокластовых известняков, слои 8–10; (г) – турбидитовые ритмы Боума в прослое алевролитистого песчаника с горизонтальной (Tb), косой (Tc-1) и конволюотно-оползневой (Tc-2) слоистостью в верхней части слоя 15; (д) – глыба мелкозернистого известняка в подводно-оползневой пачке, слой 4; (е) – оползневые складки в глинисто-алевритистых известняках, верхи слоя 4; (ж) – оползневая складка в известковистых аргиллитах, слои 7–8; (з) – пласт алевролитистых известняков и алевролитов в слое 5; (и) – волнообразная структура HCS-типа штормовой природы в известковистых алевролитах основания слоя 5, стрелкой показано местоположение снимка; (к) – косая трогообразная слоистость SCS-HCS-типа в известковистых алевролитах слоя 9.

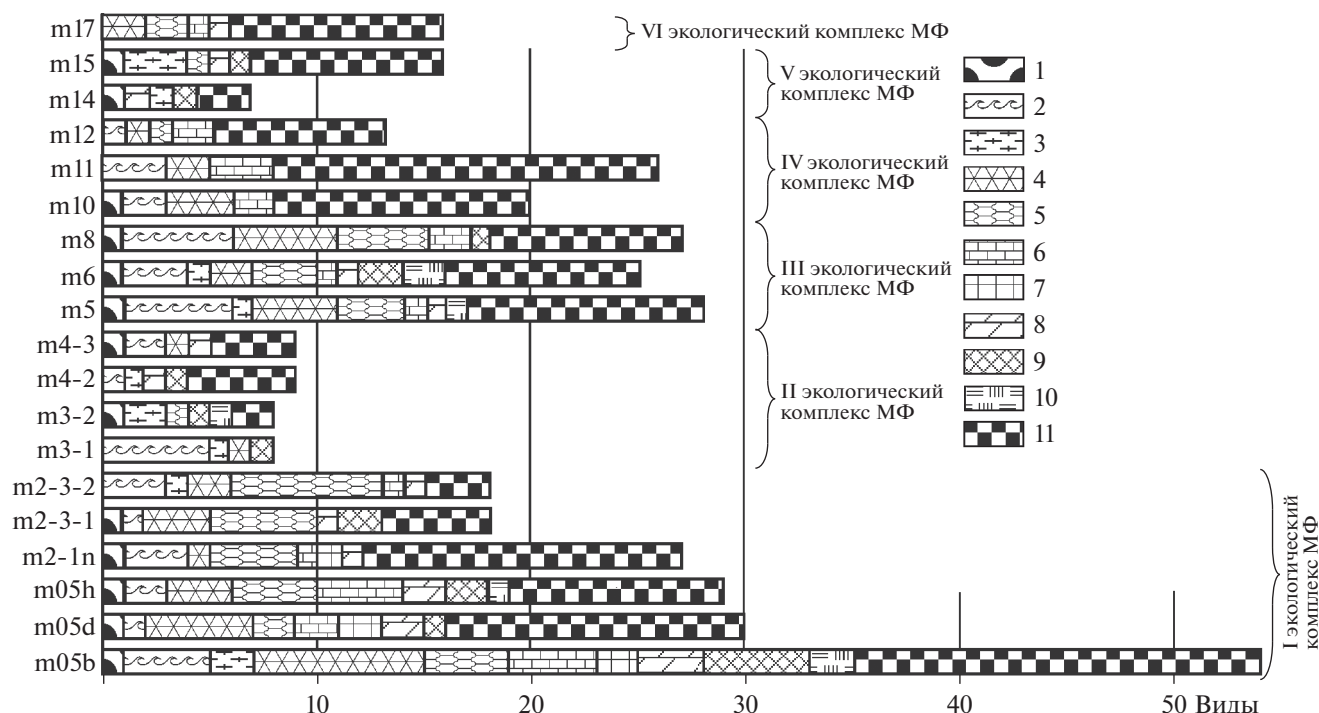


Рис. 8. Структура саргинско-саранинских мелкофораминиферовых ассоциаций разреза Мечетлино и выделенные экологические комплексы мелких фораминифер (МФ) (I, II, III, IV, V, VI).

По вертикальной оси указаны номера слоев, по горизонтальной оси — количество видов МФ, относящихся к различным семействам и отряду *Lagenida*, обнаруженных в каждом из изученных слоев. I экологический комплекс МФ — слои m05b, m05d, m05h, m2-1n, m2-3-1, m2-3-2, II — слои m3-1, m3-2, m4-2, m4-3, III — слои m5, m6, m8, IV — слои m10, m11, m12, V — слои m14 и m15, VI — слой m17. Условные обозначения: 1 — *Palaeotextulariidae* (род *Deckerella*); 2 — *Globivalvulinidae* (*Globivalvulina*, *Lateenoglobivalvulina*); 3 — *Tetrataxisidae* (*Tetrataxis*); 4 — *Hemigordiopsidae* (*Hemigordius*, *Midiella*); 5 — *Orthovertellidae* (?*Brunsiella*, *Hemigordiellina*, *Pseudoglomospira*, *Pseudoagathammina*, *Calciwertella*); 6 — *Pseudoammodiscidae* (*Pseudoammodiscus*, *Apterrinella*, *Calciornella*, *Trepeilopsis*); 7 — *Turriglominidae* (*Pseudospira*, *Streblospira*); 8 — *Endothyridae* (*Endothyra*, *Endothyranella*); 9 — *Bradyinidae* (*Pseudobradyina*, *Bradyina*, *Bradyinelloides*, ?*Janishevskina*); 10 — другие семейства (роды ?*Asselodiscus*, *Postmonotaxinoides*, *Tuberitina*); 11 — отряд *Lagenida* (*Nodosinelloides*, *Nodosaria*, *Geinitzina*, ?*Pachyphloia*, *Howchinella*, ?*Syzrania*, *Protonodosaria*).

Эти отложения, образовавшиеся в результате действия потоков и течений, инициированных штормами, и нарушающие общую турбидитовую цикличность, названы нами штормовыми. Третий тип отложений представлен грубообломочными подводно-оползневыми образованиями, содержащими глыбы известняков. Выделенные типы отложений образуют отдельные пакки мощностью 3–5 м. В разрезе отмечается их чередование (рис. 6).

Флишевые пакки сложены породами литофаций Лф1 и Лф2, представленными известковистыми алевролитистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Признаками турбидитового генезиса этих отложений является цикличное строение с четкими ритмами Боума. Они распространены в основании разреза в саргинском подъярусе артинского яруса (слой 0) и в верхней части (слои 12–16), где они слагают саранинский подъярус кунгурского яруса (рис. 9). В нижней части разреза особенностью флишевых пород является четкое ритмичное строение, соответствующее турбидитовому механизму накопления с выделе-

нием Td, Td, Te ритмов Боума (рис. 2в, 7а), характерных для дистальных турбидитов (Flügel, 2010). В верхней части (слои 12–16) отложения составляют типично турбидитовую флишевую последовательность. Здесь развиты градационно-слоистые циклы, включающие практически все интервалы турбидитовой последовательности Боума, сложенные отложениями литофаций Лф1, Лф2 с полимиктовой силикокластикой и с добавлением карбонатной биокластики. В слое 15 отмечаются более полные циклы турбидитовой последовательности с развитием косослоистых и конволюотно-оползневых интервалов Tc в верхней части прослоев (рис. 7г).

Штормовые пакки представлены породами литофаций Лф3, Лф4 и Лф5 (рис. 3, 4). Они сложены биокластовыми средне- и мелкозернистыми известняками и известняками с примесью алевроитовой силикокластики, образуют незакономерные линзовидные прослои, нарушающие турбидитовую цикличность вмещающих терригенных пород. О штормовом воздействии, повлиявшем на форми-

рожанина, Горожанин, 2020a). О влиянии оползневых процессов на образование отложений свидетельствует наличие оползневых складок (Горожанин, Горожанина, 2019).

Слой 17 (филипповский подъярус) сложен преимущественно тонкозернистыми карбонатными отложениями Лф8 (рис. 5з). Присутствие фауны конодонтов, скорее всего, указывает на относительно глубоководность этих пород.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Распределение фаунистических остатков в разрезе Мечетлино связано с литофациальным типом породы. Скопление фаунистических остатков отмечается преимущественно в прослоях известняков литофаций Лф3 и Лф4, Лф5 (рис. 6). В них наблюдается смешение относительно глубоководной (конодонты, аммоноидеи, кремнистые губки) и мелководной (фораминиферы, толстоственные брахиоподы, мшанки, водоросли, палеоаглезины, кораллы) фаун, широко распространенных в области рифовой зоны Предуральского прогиба на окраине Уфимского плато (Толстихина, 1935; Маслов, 1950; Кулагина и др., 2015; Горожанина, Горожанин, 2020a). Они привнесены в глубоководную зону флишевого бассейна с западного платформенного борта Предуральского прогиба в результате оползневых, сейсмических и штормовых событий. Штормовые процессы, как правило, сносят мелководную биокластику, синхронную осадочному процессу, и способствуют ее концентрированию в более глубоководной зоне (Molina et al., 1997; Ruga-Bernabéu et al., 2014).

Турбидитовые отложения, слагающие флишевые пачки, могут содержать как синхронные, так и переотложенные формы фауны (Раузер-Черноусова, 1965; Горожанина и др., 2010). В турбидитовых прослоях происходит уменьшение разнообразия биокластики и ее разбавление за счет значительного количества терригенного материала, поступавшего с орогена в результате действия турбидных потоков. Размыв донными течениями приводит к смешению терригенного и карбонатного материала из разных источников.

В отложениях разреза Мечетлино особенно массово и разнообразно представлены фораминиферы. Многочисленные и разнообразные фузулиниды наблюдаются в подводно-оползневой пачке (слои 3–4), где раковины фузулинид находятся в глинисто-алевролитовом матриксе (рис. 5в, 5г). Реже фузулиниды встречаются в известняках штормовых фаций Лф3, Лф4, Лф5. Мелкие фораминиферы, наиболее богатые по таксономическому и количественному составу, приурочены к литофации Лф3. Алевритистые известняки литофаций Лф4 и Лф5 содержат менее богатые ассоциации. Таксономически бедные сообщества мелких

фораминифер наблюдаются также в литофациях Лф1, Лф2.

Конодонты являются основной стратиграфически значимой фауной для проведения границ подразделений Международной стратиграфической шкалы. В то же время они являются индикатором глубины моря. Конодонты относятся к нектонным организмам и распространены в фоновых осадках глубоководной зоны шельфа и флишевой впадины. В разрезе Мечетлино конодонты определены в слоях 0, 6, 8 и 10 и в слоях 12, 13, 14, 15 (рис. 6).

Аммоноидеи относятся к одной из ключевых групп фауны для глобальных корреляций. Они встречаются на многих уровнях (рис. 6). Фауна аммоноидей приурочена к прослоям биокластовых известняков Лф3, Лф4, спикуловых вакулонов Лф6, образующих конкреции в слое 4, а также к прослоям известковистых песчаников Лф2 и алевритистых аргиллитов Лф1, что указывает на синседиментационное положение фауны аммоноидей — большая часть раковин формировалась *in situ*. Скопления (концентрация) раковин в виде линз, вероятно, является результатом действия подводных течений, вызванных штормами (Flügel, 2010).

Рыбы являются распространенными нектонными организмами. Остатки рыб установлены как в штормовых, так и во флишевых пачках (слои 5, 6, 8, 10, 12) (Черных и др., 2018), они концентрируются в тиховодных отложениях — известковистых аргиллитах Лф1.

Микрокодии наблюдаются в виде карбонатных обломков, сложенных характерным крустификационным кальцитом (рис. 4е, 4ж); они встречены в прослое алевритистого известняка Лф5 штормовой природы в слое 10. Появление микрокодиевых инкрустаций отмечается в рифогенных и шельфовых фациях пермских известняков Печорского бассейна на платформе (Малышева, Антошкина, 1996; Оленова, 2010). Нами они наблюдались в керне скважин, вскрывших артинские известняки в Тимано-Печорской провинции и на Оренбургском сводовом поднятии. Микрокодиевые инкрустации приурочены к перерыву между артинским и кунгурским ярусами и фиксируют стадию осушения (Антошкина, 2014). Обнаружение микрокодиевых обломков в штормовых прослоях в разрезе Мечетлино указывает на платформенный источник биокластики, образовавшейся в результате разрушения и размыва закарстованных карбонатов, и подтверждает предкунгурское время этого процесса.

Растительные остатки, многочисленные во флишевой толще верхней части разреза, вероятно, привносились волнами и течениями в более глубоководную зону и оседали в виде скоплений преимущественно на поверхностях напластования тонкозернистых осадков. Их принос, возможно, обусловлен штормовой или тектониче-

ской активностью в зоне орогена. Присутствие стволов “деревьев” во флишевой толще верхнего карбона—нижней перми (под олистостромовой толщей зианчуринской свиты верхнего карбона) отмечалось в южной части Предуральского прогиба (Горожанина, Горожанин, 2020б).

ВЛИЯНИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА БИОНОМИЧЕСКУЮ СПЕЦИФИКУ КОМПЛЕКСОВ МЕЛКИХ ФОРАМИНИФЕР

Рассмотрим детально биономическую специфику комплексов бентосных палеонтологических остатков на примере мелких фораминифер.

Мелкие фораминиферы широко распространены в разрезе. В прослоях мелкофораминиферовых биокластовых известняков фораминиферы представлены свободными, прикрепленными, спирально-плоскостными и клубкообразными раковинами родов *Hemigordius*, *Midiella*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoglomospira*, *Pseudoagathammina*, *Hemigordielina*, *Pseudospira*, *Streblospira*, *Apterrinella*, *Calcitonella*, *Trepeilopsis*, *Pseudovermiporella*, а также разнообразными лагенидами и т.д. Ранее в разрезе были выделены три разновозрастных стратиграфических комплекса: артинский, саранинский (кунгурский ярус) и кунгурский (Исакова и др., 2018; Chernykh et al., 2020). Полученные новые данные из нижней части разреза (обр. m0) детализировали таксономический состав комплексов. В нижней, артинской, части в слоях 0–8 обнаружено 93 вида 32 родов мелких фораминифер. В комплексе присутствуют виды, характерные для артинских отложений Урала — *Howchinella sossipatrovae* (Baryshnikov et Koscheleva, 1982), *Endothyranella tersa* Igonin, 1998, *Bradyinelloides* ex gr. *majoraeformis* (Zolotova, 1982), *Deckerella elegans kamaica* Baryshnikov, 1982, северо-восточных районов России — *Protonodosaria proceraformis* (Gerke, 1952), *Howchinella inflata* (Gerke, 1952), *Howchinella hemiinflata* (Gerke, 1952), *Howchinella sectorialis* (Vogonov, 1957). Также наблюдается появление описанных впервые из кунгурских отложений видов *Nodosinelloides pugioidea* (Zolotova et Igonin, 1967) и др.

Второй (саранинский) комплекс в слоях m10—m12 состоит из 35 видов 13 родов. В комплексе появляются только три новых вида: *Nodosaria septumlamellosa* Filimonova, 2022, *Howchinella impolita* (Crespin, 1958) (характерного для кунгурских отложений Австралии) и *Protonodosaria cornuatopercioinis* Zolotova et Sossipatrova, 1969 (из кунгурских отложений Шпицбергена, слоев с *Gerkeina komiensis*). Также в нем практически исчезают представители семейств *Orthovertellidae*, *Turritulinidae*, *Lasiodiscidae*, *Tetrataxidae*, *Endothyridae*, *Bradyinidae*. В этом комплексе наблюдается акме вида *Howchinella semiovalis* (Sossipatrova, 1969), впервые описанного из тех же слоев (Сосипатрова, 1969) и характерного для

саранинского подъяруса в разрезе Чикали (Средний Урал) (Filimonova, Isakova, 2019).

Третий (кунгурский) комплекс слоев m14—m15 состоит из 18 видов 10 родов мелких фораминифер. В нем появляются формы с ребристыми боками раковин вида *Nodosinelloides* ex gr. *decoris* (Crespin, 1958), характерного для кунгурских отложений Австралии, исчезают все вышеуказанные для второго комплекса виды. Помимо типично раннепермских видов, в комплексе найдены фораминиферы каменноугольного рода *Archaediscus*.

Важно отметить, что, помимо стратиграфической значимости, мелкие фораминиферы могут быть использованы в качестве инструмента для реконструкции условий осадконакопления и определения источников сноса биокластиков. С этой целью были проведены подсчеты процентного и количественного содержания видов 14 семейств и отряда *Lagenida*, распространенных в отложениях разреза Мечетлино. На основании полученных статистических результатов выделено несколько экологических комплексов, отражающих условия прижизненного существования фораминифер (рис. 8). Анализ распространения и изменения этих комплексов по разрезу позволяет выявлять последующие процессы седиментогенеза, влиявшие на изменения их первоначального состава.

Первый экологический комплекс мелких фораминифер (обр. m05b, m05d, m05h, m2-1n, m2-3-1, m2-3-2) состоит из 11 семейств и отряда *Lagenida*, 31 рода и 77 видов мелких фораминифер (рис. 8). Преобладают в комплексе представители *Lagenida* (40%), *Globivalvulinidae*, *Hemigordiopsidae*, *Orthovertellidae*, *Pseudoammodiscidae* и *Bradyinidae* меньше (по 10%). Виды других семейств занимают 1–5% от общего числа видов в комплексе. Комплекс отличается от вышележащих присутствием в его составе видов семейств *Turritulinidae* и *Pseudovidalinidae* (*Asselodiscus*). В обр. m05b наблюдается самый многочисленный по видовому составу комплекс мелких фораминифер. Он состоит из 10 семейств и 53 видов. В обр. m05d, m05h, m2-1n, m2-3-1, m2-3-2 количество семейств и видов постепенно снижается от 9 до 7 семейств и от 30 до 18 видов. Фораминиферы обнаружены в прослоях известняков, соответствующих литофации Лф3 и относящихся к штормовому комплексу. Таксономический состав семейств мелких фораминифер рассматриваемого комплекса в разрезе Мечетлино сходен с составом саргинских комплексов Соль-Илецка (Филимонова и др., 2015), но отличается присутствием *Bradyinidae* и *Turritulinidae*. Отложения с подобным комплексом на Соль-Илецком своде формировались на небольших глубинах на бровке карбонатного шельфа в крайне мелководных условиях.

Второй экологический комплекс мелких фораминифер (обр. m3-1, m3-2, m4-2, m4-3) представ-

лен 8 семействами и отрядом Lagenida, 12 родами и 22 видами. Преобладают в комплексе Globivalvulinidae и Lagenida (по 25–30%, среди них представители родов Nodosinelloides, Geinitzina, Nowchinella, Syzrania, Protonodosaria), Palaeotextulariidae и Tetrataxidae (10%), Hemigordiopsidae, Endothyridae, Orthovertellidae, Bradyinidae и др. (по 5%). Комплекс сходен с предыдущим по таксономическому составу семейств мелких фораминифер, но резко отличается по таксономическому разнообразию видов. Так, в каждом слое обнаружено 4–6 семейств мелких фораминифер и не более 8–9 видов. По составу семейств комплекс также похож на вышеупомянутые саргинские комплексы Соль-Илецка, тем более что в этом интервале разреза обнаружены самые многочисленные и разнообразные комплексы **фузулинид**, сходные с таковыми этого же региона, а также самые малочисленные комплексы **мелких фораминифер**. Второй экологический комплекс выделен в слоях 3–4 в подводно-оползневой пачке (рис. 6), где мелкие фораминиферы и фузулиниды наблюдаются в составе мелкообломочной брекчии на границе слоев 3 и 4 в виде мелкой биокластики в матриксе и в обломках шельфовых известняков литофации Лф7 (рис. 5ж), снесенных с платформы сейсмооползневыми процессами, а также в породах литофации Лф1 в составе тонкой биокластики.

В третьем экологическом комплексе мелких фораминифер обнаружено 10 семейств и отряд Lagenida, 24 рода и 52 вида. Таксономический состав и разнообразие третьего комплекса схожи с таковыми первого комплекса мелких фораминифер, но несколько беднее. Семейства Pseudovidalinidae (род Asselodiscus) и Turriglominae из первого комплекса не обнаружены. В комплексе присутствует представитель нового рода семейства Lasiodiscidae (род Postmonotaxinoides). Преобладают в комплексе представители Lagenida (36%), присутствуют Globivalvulinidae, Hemigordiopsidae, Orthovertellidae, Pseudoammodiscidae и Bradyinidae (по 13%). Виды других семейств занимают 1–5% от общего числа видов в комплексе. Таксономическое разнообразие в опробованных слоях изменяется от 7 до 11 семейств и от 26 до 28 видов. Этот экологический комплекс выделен в слоях 5, 6, 7 и 8, принадлежащих штормовой пачке (рис. 6). Прослой известняков относятся к литофациям Лф 4 (обр. 5-2, 5-4), Лф3 (обр. 6-1, 6-0) и Лф 5 (обр. 7-1). Данный комплекс близок к первому экологическому комплексу, что указывает на сходные условия их формирования на небольших глубинах на бровке карбонатного шельфа.

Четвертый экологический комплекс мелких фораминифер содержит 5 семейств и отряд Lagenida, 12 родов и 34 вида. В комплексе преобладают Lagenida (62%), присутствуют Globivalvulinidae (Globivalvulina, Lateenoglobivalvulina), Hemigordiopsidae (Hemigordius), Pseudoammodiscidae (по 10–13%),

Palaeotextulariidae и Orthovertellidae (по 3%). Таксономическое разнообразие резко уменьшается по сравнению с предыдущим комплексом. В нем обнаружены лишь единичные представители Orthovertellidae. Интервал распространения четвертого экологического комплекса (обр. m10, m11, m12) идентичен интервалу распространения второго биостратиграфического комплекса. Таксономический состав семейств рассматриваемого комплекса сопоставляется с таковым саранинского комплекса Соль-Илецка. Из шести семейств комплекса разреза Мечетлино в комплексе Соль-Илецка отсутствуют только Palaeotextulariidae. Рассматриваемый комплекс имеет относительное сходство с обедненным комплексом, состоящим всего из трех семейств, филипповского подъяруса разреза Чикали (Filimonova, Isakova, 2019). Таким образом, можно предположить, что микробиота таких редуцированных комплексов первично сформировалась в условиях с низким гидродинамическим режимом, небольшими глубинами, в условиях мелководного шельфа.

Интервал разреза с четвертым экологическим комплексом включает слои 10, 11, 12. Слой 10 отнесен к штормовой пачке, он содержит пласт алевритистого тонкослоистого известняка литофации Лф5 (рис. 4д–4ж). Слои 11–12 являются переходными к флишевым отложениям (рис. 6). Литофации Лф1 и Лф2 (обр. 11-1, 12-1, 12-2) отражают турбидитовую седиментацию. Смешение терригенного и карбонатного материала, а также ископаемых органических остатков происходило в результате действия турбидных потоков и подводных течений.

В пятом экологическом комплексе мелких фораминифер обнаружено 6 семейств и отряд Lagenida, 10 родов и 18 видов мелких фораминифер. В комплексе преобладают Lagenida (62%), присутствуют Tetrataxidae (16%), Palaeotextulariidae, Globivalvulinidae, Orthovertellidae, Endothyridae, Bradyinidae (по 3–5%). Видовой состав обеднен по сравнению с предыдущими комплексами и неравномерен в разных слоях, представлен от 7–16 видами.

Распространение пятого экологического комплекса в разрезе Мечетлино соответствует интервалу распространения третьего кунгурского стратиграфического комплекса (обр. m14 и m15), выделенного на основании появления единичных типично кунгурских форм мелких фораминифер. Эти слои относятся к верхней части флишевого комплекса (рис. 6). Литофации Лф1 и Лф2 (обр. 15-1, 15-2) формировались под действием турбидных потоков и течений. В целом и стратиграфический, и экологический комплексы состоят в основном из видов, характерных для артинской части разреза Мечетлино. Такой состав комплекса, вероятно, указывает на возможное переотложение, что косвенно подтверждается

присутствием представителя каменноугольного рода *Archaeodiscus* в составе экологического комплекса, а также фузулинид позднекаменноугольно-раннепермского рода *Triticites* и др. Кроме того, уменьшение видового разнообразия помимо перетолжения, возможно, определяется значительной удаленностью источника сноса биокластики.

Шестой экологический комплекс мелких фораминифер намечается в афанитовых известняках слоя 17. Он представлен 6 семействами и отрядом *Lagenida*, содержит 8 родов и 16 видов мелких фораминифер. В комплексе преобладают *Lagenida* (62%), присутствуют *Hemigordiopsidae* (*Hemigordius*), *Orthovertellidae* (по 13%), *Pseudoammodiscidae* и *Endothyridae* (по 6%). Видовой состав бедный, отличается присутствием большого количества раковин ?*Syzrania*, что характерно для филипповского подъяруса (Филимонова и др., 2015; Filimonova, Isakova, 2019).

Проведенный биомический анализ комплексов мелких фораминифер в разрезе Мечетлино позволил реконструировать условия существования их исходных ориктоценозов. Мелкие фораминиферы первого и третьего экологических комплексов первоначально обитали в очень мелководных условиях на карбонатной платформе. В дальнейшем они были перемещены штормовыми течениями в предорогненную впадину, где и захоронены вместе с инситуными планктонными и нектонными организмами. Интервалы распространения первого и третьего экологических комплексов в разрезе по совокупности литологических признаков относятся к штормовому осадочному комплексу. Все органические остатки, содержащиеся в отложениях этих интервалов, характерны для саргинского подъяруса.

Мелкие фораминиферы второго экологического комплекса и сопутствующие им многочисленные фузулиниды были снесены с платформы сейсмооползновыми процессами. О небольшом расстоянии до рифовой зоны говорит присутствие крупных обломков шельфовых известняков (Лф7), наличие крупных раковин фузулинид в матриксе брекчии (Лф5), а также небольшое количество более легких, чем фузулиниды, мелких фораминифер, которые были в основном вымыты. Таксономический состав мелких фораминифер и фузулинид совместно с нектонными организмами говорит о саргинском времени формирования отложений. По литологическим признакам этот интервал выделен в подводно-оползневую пачку (рис. 5а–5ж).

Четвертый экологический комплекс бентосной фауны мелких фораминифер первоначально формировался в мелководном морском бассейне с низким гидродинамическим режимом в условиях постепенного обмеления. Становление этого комплекса происходило на границе артинского и

кунгурского веков. Эта граница по нектонным организмам (конодонтам) проведена несколько выше, чем по бентосным.

В пятом экологическом комплексе мелких фораминифер появляются единичные новые кунгурские виды, известные ранее в кыртадинской свите Печорского Приуралья (Игонин, 1967), что свидетельствует в пользу больших расстояний до источников сноса биокластики. Рассматриваемый комплекс преимущественно состоит из таксонов артинского (саргинского) комплекса, а также содержит каменноугольные–раннепермские виды. Все это говорит и о перетолжении, и о рециклинге бентосной фауны, чему не противоречит присутствие этого экологического комплекса мелких фораминифер в отложениях, по литологическим признакам включенным во флишевый осадочный комплекс.

Шестой экологический комплекс первоначально был сформирован в морском бассейне с низким гидродинамическим режимом.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Базируясь на полученных комплексных результатах изучения разреза Мечетлино, как литолого-фациальных, так и биомических, предлагается модель реконструкции особенностей палеогеографических и палеотектонических условий и механизмов осадконакопления на границе артинского и кунгурского веков в Юрюзано-Айской впадине (рис. 9).

Разрез Мечетлино вскрыл толщу терригенно-карбонатных осадков, формировавшихся в артинско-кунгурское время во внешней зоне Юрюзано-Айской впадины Предуралья прогиба. По литофациальному составу осадков и структурным особенностям отложений в разрезе Мечетлино выделяется три типа осадочных отложений. Флишевые отложения сложены дистальными турбидитами карбонатно-силикокластического состава. Источником сноса материала, преимущественно силикокластики, в отложения флишевого комплекса рассматривается Уральский ороген (Мизенс, 1997; Мизенс и др., 2018). В подводно-оползневой пачке источником глыб и обломков является карбонатный шельф и рифовая бортовая зона внешней западной границы прогиба (Горожанин, Горожанина, 2019). Штормовые пачки представлены прослоями (0.2–0.3 м) биокластовых известняков среди дистальных силикокластических турбидитов и фоновых аргиллитов. Источником сноса мелководной биокластики служил карбонатный шельф и рифовая бортовая зона прогиба. Обломочные карбонатные прослои отражают эпизодическое осадконакопление. Чередование этих пачек в разрезе (рис. 6) свидетельствует о меняющихся условиях осадконакопления и прерывистом поступлении кластики как с

восточной (в современных координатах) зоны — со стороны Уральского орогена, так и с западной зоны — из области карбонатной платформы. Возраст нектонной более глубоководной фауны (конодонты, аммоноидеи) и мелководной бентосной фауны (фузулиниды и мелкие фораминиферы) в глыбах и во вмещающих карбонатно-глинистых осадках указывает на синхронность процесса карбоната накопления на шельфе и флишенакпления в прогибе.

Исходя из этих данных, палеогеографическая обстановка представляла собой относительно глубоководную впадину в пограничной зоне между карбонатной платформой и флишевым бассейном, в котором формировались отложения турбидитового типа за счет разрушения и размыва воздымающегося орогена. Пласты обломочных известняков, незакономерно залегающие во флишевой толще, образовались за счет разрушения платформенной окраины и сноса с нее карбонатного материала. Размыв нелитифицированных осадков донными течениями способствовал смешению карбонатных обломков и силикокластиков. Фоновыми осадками являлись спиккуловые известняки глубоководной зоны шельфа с аммонитами, часто наблюдаемыми в конкрециях, а также алевритистые аргиллиты, разделяющие турбидитовые ритмы.

По данным бурения и сейсмопрофилирования (материалы ОАО «Башнефтегеофизика» 2001 г.; Хамитов и др., 2008; Лозин, 2015), во внешней западной зоне Юрюзано-Айской впадины в основании пермских отложений залегают ассельско-сакмарские платформенные карбонаты, в том числе биогермные (Толстихина, 1935; Маслов, 1950; Вахрушев и др., 1968; Горожанина, Горожанин, 2020а). Они вскрыты скважиной Дуван 1 (рис. 1). Биогермные известняки выходят в отдельных возвышенностях (в антиклинальных структурах, ранее принимаемых за рифы) и перекрываются толщей глубоководных артинских и кунгурских карбонатных отложений (акбаштауская и таймеевская свиты по Н.Г. Чочиа, 1948 г.). Граница карбонатного основания внешней зоны Юрюзано-Айской впадины маркируется зоной распространения брекчий лемазинской свиты (рис. 1). Восточнее ассельско-артинские отложения представлены чередованием депрессионных (ахуновская, янгантауская свиты) и флишевых комплексов, которые выходят на поверхность, а также вскрыты скв. Месягутово 7 (рис. 1).

Повышенная сейсмичность территории в предкунгурское время, вероятно, обусловила формирование крупного сброса в краевой зоне платформы, что вызвало опускание края карбонатной платформы с последующим перекрытием этой зоны глубоководными карбонатными илами, затем флишевыми осадками и с постепенным сме-

щением оси флишевого прогиба с востока на запад (рис. 9). Эта модель отражает формирование затопленной карбонатной платформы на фронте орогена (Proust et al., 1998; Горожанина и др., 2018). Формирование сброса и погружение окраины платформы в результате тектонической активизации вызвало формирование сейсмически инициированных оползневых структур и отложений на образовавшемся склоне (Mastrogiasomo et al., 2012). Подводно-оползневые отложения, содержащие крупные глыбы платформенных карбонатов, подтверждают формирование крутого уступа на краю платформы. Одновозрастная фауна в обломках (фузулиниды и мелкие фораминиферы) и во вмещающих отложениях (конодонты, аммоноидеи) отвечает саргинскому подъярусу артинского яруса, что указывает на синхронность процесса карбоната накопления на шельфе и флишенакпления в прогибе. Это означает, что в течение саргинского времени происходили катастрофические события, сопровождаемые землетрясениями, оползнями и штормами, достаточно быстро сносившими биокластиков с мелководного шельфа. За счет тектонических процессов глубина моря в образовавшейся впадине могла меняться в пределах примерно от 200–300 м (глубоководный шельф-бассейн) до 100 м (уровень штормового влияния). Можно предположить, что оползневые осадки в саргинское время заполнили относительно глубоководную впадину, что вызвало некоторое уменьшение глубины этой части бассейна до уровня воздействия штормовых волн (до 70–100 м), в результате действия которых в осадках была сформирована HCS-слоистость. В начале кунгурского века отмечается преобладание силикокластических турбидитовых отложений, свидетельствующих об увеличении глубины бассейна свыше 100 м. Вероятно, это связано с активизацией тектонической активности в зоне орогена: флишевые осадки стали достигать противоположной зоны передового прогиба, вовлеченного в опускание.

В начале филипповского времени формировались тонкозернистые карбонатные осадки. Обнаружение конодонтов зоны *N. clinei* филипповского подъяруса в перекрывающих афанитовых известняках исмагиловской свиты (Черных, 2006) указывает на отсутствие обмеления в этой зоне бассейна в кунгурском веке. Отложения формировались в тихоходной обстановке в относительно глубоководных условиях (при которых продолжает существовать конодонтовая фауна) и в стадию тектонического затишья.

Следующий заключительный импульс тектонической активизации сопровождался формированием кунгурских терригенно-карбонатных комплексов флишевого типа (Мизенс, 1997), которые полностью заполнили передовой прогиб (рис. 9). Это указывает на углубление бассейна в этой зоне к концу орогенеза. В то же время на западе в усло-

виях карбонатной платформы, начиная с кунгурского века, происходили процессы обмеления, вплоть до образования эвапоритовой лагуны (Филимонова и др., 2015). На уровне филипповского подъяруса формировались мелководные оолитовые известняки и доломиты, также распространенные и на восточной окраине Уфимского плато (Маслов, 1950). В иреньское время на окраине платформы и на юге Предуральского прогиба накапливались сульфатные и галогенные отложения (Горожанина и др., 2006). В западной внешней части Юрюзано-Айской впадины прослой ангидритов встречаются среди мергелей кунгурского яруса (Мизенс, 1997). В породах разреза Мечетлино сульфатизация отмечается редко, обычно в виде вторичной минерализации по трещинам. Зерна оолитов, снесенные с платформы вместе с мелководной биокластикой, наблюдаются в турбидитовых песчаниках в верхней части саранинского горизонта (слой 15). Это говорит о существовании в кунгурском веке двух обстановок осадконакопления — мелководно-эвапоритовой на платформе и глубоководной в зоне Юрюзано-Айской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ

Литологические особенности отложений и фаунистические данные указывают на морской генезис осадков и отсутствие перерывов в осадконакоплении в артинско-кунгурских отложениях разреза Мечетлино. Ранее в этом разрезе рассматривался преимущественно турбидитовый механизм накопления флишевых осадков (Мизенс, 1997). Полученные нами данные свидетельствуют о формировании пограничных артинско-кунгурских осадков разреза Мечетлино под влиянием различных механизмов приноса и смешения кластики из разных источников. Данный разрез является уникальным примером отложений, формировавшихся в области флишенско-платформенного поступления синхронной биокластики с платформы. Проведенный литофациальный анализ с учетом структурных особенностей рассматриваемых отложений позволяет выделять три типа осадочных отложений: штормовые, флишевые и подводно-оползневые.

Разделение флишевых, преимущественно силикокластических, осадков (турбидитов) и штормовых карбонатных отложений (темпеститов) является сложной задачей из-за конвергенции ряда признаков (градиационность, эрозионные контакты, иероглифы, смешанный состав кластики) (Einsele, Seilacher, 1991). Обычно к темпеститам относят прослой ракушняков среди тонкозернистых осадков (Flügel, 2010). Прослой карбонатных пород, сложенные преимущественно мелководной биокластикой (Лф3, Лф4, Лф5), характеризуются нечеткой градиационностью, слабой сортировкой, линзовидным строением, что характерно

для осадков штормового влияния и, вероятно, для осадков, формировавшихся в результате действия зерновых и обломочных потоков и течений, инициированных штормами и землетрясениями при обрушении края карбонатной платформы. Шторма и штормовые течения приносили биокластику с западного борта Предуральского прогиба в глубоководную зону, образуя отдельные карбонатные пласты. Терригенный (силикокластический) компонент приносился турбидными потоками с востока. Состав силикокластики указывает на принос полимиктового терригенного материала с Уральского орогенного поднятия в зону смешанного карбонатно-терригенного осадконакопления. В турбидитовых градиационно-сортированных прослоях карбонатные и силикатные зерна имеют примерно одинаковую размерность (рис. 2г, 2з). Особенностью штормовых осадков (темпеститов) является бимодальная размерность кластики. В тонкослоистых темпеститах карбонатные зерна более крупного размера образуют слойки, чередующиеся с алевролитовыми прослоями (амальгамация), обычно карбонатные зерна погружены в алевролитовый матрикс (рис. 4г, 4е, 4ж). Процессы смешения карбонатного и силикокластического материала, вероятно, происходили уже в бассейне под действием потоков и течений; возможно, имел место рециклинг обломочного материала под влиянием как турбидных потоков, так и течений, вызванных штормами. Оползни также способствовали смешению материала из разных источников. В подводно-оползневых отложениях слоев 3–4 разреза Мечетлино наблюдаются глыбы и обломки известняков двух фациальных типов — глубоководных спиккуловых вакстоунов и мелководных шельфовых грейнстоунов. Подводно-оползневая пачка образует прослой (4–5 м) мегабрекчии с округлыми и угловатыми блоками карбонатных пород обвального-оползневого происхождения, образование которого, возможно, связано с повышенной сейсмичностью территории (Горожанин, Горожанина, 2019). Фоновые осадочные отложения состоят из тонкого глинистого и карбонатного материала, образовавшегося из взвеси; как правило, содержат как планктонную, так и нектонную фауну — остатки рыб, конодонты, аммоноидеи, спиккулы губок, бентос — тонкостенные брахиоподы, остракоды, фораминиферы, а также растительные остатки в виде послойных скоплений. Богатый состав палеонтологических остатков организмов, ведущих различный образ жизни (планктонный, нектонный и бентосный), в осадочных породах разреза Мечетлино также свидетельствует о различных источниках и способах поступления этих остатков.

Данные по возрасту фузулинид в оползневой пачке и по возрасту конодонтов и аммоноидей в слоях 3 и 4 и в подстилающих и перекрывающих отложениях (Черных и др., 2018) свидетельствуют

о нормальной стратиграфической последовательности без переотложения фауны. Штормовые процессы способствовали переносу с платформы биокластики, синхронной осадконакоплению. Признаки переотложения фауны из более древних пород отмечены только в слое 15 — в типичных флишевых турбидитах.

ВЫВОДЫ

На основе комплексных литофациальных и биономических исследований разреза Мечетлино, который являлся кандидатом GSSP кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы, выявлены особенности палеогеографических, палеотектонических условий и механизмов осадконакопления на границе артинского и кунгурского веков в Юрюзано-Айской впадине. В терригенно-карбонатных отложениях послойно литологически описанного разреза Мечетлино установлено восемь литофациальных (литогенетических) типов пород, отражающих условия и динамику осадконакопления. С учетом распределения литофаций выделено три типа осадочных отложений: флишевые, подводно-оползневые и штормовые. Установлено, что в конце артинского века наблюдалось нарушение флишевой (турбидитовой) последовательности поступлением грубой биокластики с мелководного шельфа платформы (из рифовой зоны Уфимского плато) в результате штормовой активности, сопровождавшей активные сейсмические подвижки. Смещение силиклатических осадков, приносимых турбидными потоками с Уральского орогена, и карбонатной биокластики, сносимой с мелководного шельфа, происходило под действием подводных течений. В результате проведенного биономического исследования палеонтологических остатков организмов, ведущих различный образ жизни (планктонный, нектонный и бентосный), среди которых основное внимание уделено мелким фораминиферам, выявлено шесть экологических комплексов фораминифер, позволяющих реконструировать условия существования их исходных ориктоценозов. Установлено влияние фациальных условий на таксономический состав разновозрастных экологических комплексов. Обедненные как по количественному, так и по таксономическому разнообразию комплексы связаны с подводно-оползневой пачкой. Наиболее богатые по таксономическому и количественному составу комплексы выявлены в штормовых прослоях. Состав комплексов, связанных с флишевыми отложениями, отражает как обеднение фауны первоначальных ориктоценозов кунгурского века на карбонатной платформе, так и процессы переотложения и рециклинга в предорогенной впадине.

По результатам комплексного исследования предложена модель реконструкции палеогеогра-

фических и палеотектонических условий и механизмов осадконакопления на границе артинского и кунгурского веков в Юрюзано-Айской впадине.

Благодарности. Выражаем большую признательность и благодарность рецензентам Е.И. Кулагиной и А.В. Дронову за ценные замечания и рекомендации, способствовавшие уточнению терминологии и улучшению работы.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ по темам госзаданий FMRS-2022-0010 и FMRS-2022-0015 (ИГ УФИЦ РАН) и 0114-2021-0003 (ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. Палеомикрокодии: новый взгляд на их генезис // Палеонтол. журн. 2014. № 4. С. 15–31.
- Бойко М.С. Аммоноидеи из артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 33–39.
- Вахрушев Г.В., Алкснэ А.Э., Ревенко Э.А. Новые данные о тектонике южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии в Приуралье // Геотектоника. 1968. № 1. С. 82–85.
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Литологические особенности отложений вблизи точки GSSP (граница арт–кунгур, разрез Мечетлино) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием), Казань, 30 сентября–3 октября 2019 г. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. С. 108–109.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. О нижнепермских рифах Уфимского плато. Геология рифов // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения В.А. Варсанюфьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020а. С. 43–45.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Состав и строение нижнепермских комплексов Южного Урала и Приуралья // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. Ред. Щепетова Е.В. М.: ГЕОС, 2020б. С. 40–45.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Карнаухов С.М., Побережский С.М., Кочетова Н.Н., Ремизова С.Т. Карбонатные фации на границе артинского и кунгурского ярусов ранней перми Северного Прикаспия (по материалам глубокого бурения на территории Оренбургской области) // Геологический сборник № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 49–52.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Пучков В.Н. Палеогеодинамические условия переотложения конодонтов в осадках позднего девона–раннего карбона Южного Урала // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 2. С. 210–214.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Исакова Т.Н. Карбонатный массив горы Воскресенка в Южном Приуралье: возраст и развитие погруженной карбонатной платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 17–33.

- Игонин В.М. Фораминиферы из кунгурских и пограничных с ними отложений Западного Приуралья // Материалы по геологии востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанского университета, 1967. Вып. 2. С. 80–162.
- Исакова Т.Н., Филимонова Т.В., Кулагина Е.И. Значение фораминифер для определения ярусных границ пермской системы Международной стратиграфической шкалы на примере разреза Мечетлино // Геол. вестник. 2018. № 1. С. 111–118.
- Кулагина Е.И., Скуин И.А., Коссовая О.Л. Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река, 2015. 72 с.
- Кутыгин Р.В. *Clausiuraloceras mechetlense*, новый вид аммоноидей из кунгура Южно-Уральского региона // Палеонтол. журн. 2018. № 4. С. 16–28.
- Лозин Е.В. Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: Изд-во “БашНИПИнефть”, 2015. 704 с.
- Малышева Е.О., Антошкина А.И. Микрокоиды в верхнепермских отложениях Печорского бассейна как показатель субаэральных условий // Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия. Тез. докл. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 56–57.
- Маслов В.П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато // Тр. Института геол. наук. 1950. Вып. 118. Геол. сер. № 42. 69 с.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 229 с.
- Мизенс Г.А., Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Садриев Ф.Ф. Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы // Литосфера. 2018. Т. 18. № 6. С. 819–838.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-819-838>
- Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1950. 127 с.
- Оленова К.Ю. Микрокоидовые известняки северной части Колвинского мегавала // Литология и геология горючих ископаемых. Межвузовский научн. тематический сборник. Отв. ред. Алексеев В.П. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2010. Вып. V(21). С. 68–75.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 30. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 47 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Раузер-Черноусова Д.М. Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал). М.: Наука, 1965. 78 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 135).
- Сосипатрова Г.П. Фораминиферы старостинской свиты Шпицбергена // Уч. записки НИИГА. 1969. Вып. 27. С. 46–79.
- Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М. Комплексная характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы в Республике Башкортостан // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Сборник статей. Ред. Пучков В.Н. 12-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 21–23 мая 2018 г. СПб.: Свое издательство, 2018. С. 160–168.
- Толстухина М.М. Каменноугольные отложения центральной части Уфимского плато и их фации // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 65. 40 с.
- Уилсон Дж.Л. Карбонатные формации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.
- Филимонова Т.В., Горожанина Е.Н., Исакова Т.Н., Горожанин В.М. Приуральский отдел пермской системы юго-восточной части Соль-Илецкого свода: биостратиграфия и литолого-фациальные особенности // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 17–42.
- Хамитов Р.А., Валеев Г.З., Киселев В.В., Ардашева Т.С., Беляева Т.В. Региональные сейсморазведочные работы с целью оценки перспектив нефтегазоносности венд-рифейских отложений // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы VII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 59–61.
- Черных В.В. Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 130 с.
- Черных В.В. Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья I. Характеристика конодонтовых комплексов // Литосфера. 2018а. Т. 18. № 2. С. 235–245.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-235-245>
- Черных В.В. Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья II. Стратиграфическое распределение конодонтов // Литосфера. 2018б. Т. 18. № 3. С. 363–383.
- Черных В.В., Котляр Г.В., Кутыгин Р.В., Филимонова Т.В., Сунгатуллина Г.М., Мизенс Г.А., Сунгатуллин Р.Х., Исакова Т.Н., Бойко М.С., Иванов А.О., Мычко Э.В. Геологический разрез Мечетлино (Южный Урал). Палеонтологическая характеристика // Геол. вестник. 2018. № 1. С. 119–137.
- Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–38.
- Чувашов Б.И., Черных В.В. Кунгурский ярус Общей стратиграфической шкалы пермской системы // Докл. АН. 2000. Т. 375. № 3. С. 370–374.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 358 с.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 3–19.
- Чувашов Б.И., Черных В.В. Разрез Мечетлино (Южный Урал) – потенциальный лимитотип нижней границы кунгурского яруса // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 5. С. 657–660.
- Baziany M.M. Indication of calcareous tempestite inside the Qulqula Group in the Zagros Suture Zone, KRI // J. Zankoi Sulaimani. 2016. V. 18. № 3. Pt. A. P. 129–143.
- Bouta A.H. Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. Mechetlino Section: a candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian) // Permophiles. 2012. № 56. P. 21–34.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Henderson C.M., Shen S., Schmitz M.D., Sungatullina G.M., Sungatullin R.Kh., Barrick J.E., Shilovsky O.P. Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field

Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan: Academy of Sciences, Republic of Tatarstan Press, 2015. 88 p.

Chernykh V.V., Kotlyar G.V., Chuvashov B.I., Kutygin R.V., Filimonova T.V., Sungatullina G.M., Mizens G.A., Sungatullin R.K., Isakova T.N., Boiko M.S., Ivanov A.O., Nurgalieva N.G., Balabanov Y.P., Mychko E.V., Gareev B.I., Batalin G.A. Multidisciplinary study of the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia) – the GSSP candidate for the base of the Kungurian Stage (Lower Permian) // *Palaeoworld*. 2020. V. 29. № 2. P. 325–352.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // *Classification of Carbonate Rocks*. Ed. Ham W.E. AAPG. 1962. Mem. 1. P. 108–121.

Einsele G., Seilacher A. Distinction of tempestites and turbidites, Ch. 2.10 // *Cycles and events in stratigraphy*. Eds. Einsele G., Ricken W., Seilacher A. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 377–382.

Filimonova T.V., Isakova T.N. Dynamics of development of the small foraminiferal biota during early Kungurian (Permian) as evidenced from the Chikali section, Middle Urals, Russia // *Rev. Micropaléontol.* 2019. V. 63. P. 45–63. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2019.03.002>

Filimonova T.V., Isakova T.N. New species of small foraminifers from the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia): a potential candidate for the GSSP of the lower boundary of the Global Kungurian Stage // *Paläontologische Zeitschrift*. 2022. <https://doi.org/10.1007/s12542-021-00585-4>

Flügel E. *Microfacies of carbonate rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 p.

Karim H.K. Possible effect of storm on sediments of Upper Cretaceous foreland basin: a case study for tempestite in Tanjero Formation, Sulaimanyia Area, NE-Iraq // *Iraqi J. Earth Sci.* 2007. V. 7. № 2. P. 1–10.

Kotlyar G., Sungatullina G., Sungatullin R. GSSPs for the Permian Cisuralian Series stages // *Permophiles*. 2016. № 63. P. 32–37.

Kutygin R.V. Ammonoids around the Artinskian–Kungurian boundary in the Mechetlino-3 section (Southern Cisuralian Region) // *Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting-2017 and Fourth All-Russian Conference “Upper Palaeozoic of Russia” Earth systems: high-precision biostratigraphy, geochronology and petroleum resources*. Abstract volume. Kazan, Sept., 19–23, 2017. Kazan: Kazan University Press, 2017. P. 113–114.

Mastrogiacomo G., Moretti M., Owen G., Spalluto L. Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento peninsula, southern Italy): synsedimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform // *Sedim. Geol.* 2012. V. 269–270. P. 15–27.

Molina J.M., Ruiz-Ortiz P.A., Vera J.A. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain) // *Sedim. Geol.* 1997. V. 109. P. 95–109.

Myrow P.M., Southard J.B. Tempestite deposition // *J. Sedimentary Res.* 1996. V. 66. P. 875–887.

Proust J.N., Chuvashov B.I., Vennin E., Boisseau T. Carbonate platform drowning in a foreland setting: the Mid-Carboniferous platform in the Western Urals (Russia) // *J. Sedimentary Res.* 1998. V. 68. № 6. P. 1175–1188.

Puga-Bernabéu Á., Martín J.M., Braga J.C. Tsunami-related deposits in temperate carbonate ramps, Sorbas Basin, southern Spain // *Sedim. Geol.* 2007. V. 199. P. 107–127.

Puga-Bernabéu Á., Martín J.M., Braga J.C., Aguirre J. Off-shore remobilization processes and deposits in low-energy temperate-water carbonate-ramp systems: examples from the Neogene basins of the Betic Cordillera (SE Spain) // *Sedim. Geol.* 2014. V. 304. P. 11–27.

Рецензенты А.В. Дронов,
Е.И. Кулагина, Т.Б. Леонова

Lithofacies Peculiarities and Bionomic Specification of the Fossil Remnants Complexes of the Lower Permian in the Yuryuzan-Ai Depression in the Southern Urals (on the Example of the Mechetlino Section)

E. N. Gorozhanina^a, V. M. Gorozhanin^{a, #}, T. N. Isakova^b, and T. V. Filimonova^b

^aInstitute of Geology, Ufimian Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

A lithofacies and bionomic study of the boundary Artinskian-Kungurian deposits of the Cisuralian Series of the Permian system in the Yuryuzan-Ai Depression was carried out on the example of the Mechetlino section (Southern Urals). The section was a candidate GSSP of the lower boundary of the Kungurian. In terrigenous-carbonate deposits, eight lithofacial types of rocks – lithofacies – are identified. According to their combination, the section is divided into packages composed of carbonate-terrigenous flysch rocks, carbonate clastic deposits initiated by storms, and blocky underwater landslide deposits. Six ecological complexes of small foraminifera are identified, reflecting sedimentation conditions in the areas of benthic fauna denudation. The mechanisms of mixing and movement of plant remains, benthic, planktonic and nectonic fossils are indicated. A model of the formation of sedimentary complexes of the Lower Permian in the Yuryuzan-Ai depression of the Pre-Ural trough is proposed, reflecting the bionomic specificity of the complexes of organic residues on the border of the Artinskian and Kungurian stages.

Keywords: paleogeography, terrigenous-carbonate lithofacies, turbidites, tempestites, underwater slumps, Artinskian Stage, Kungurian Stage, foraminifera, Yangan-Tau geopark