

DOI: 10.17353/2070-5379/26_2023

УДК 552.54:552.578.061.4:551.733.3(470.13)

Ульныров И.Л., Майдль Т.В.

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), Сыктывкар, Россия, ulnyrov_iv@mail.ru, maydl@geo.komisc.ru

ЛИТОЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Приведены результаты исследований слабоизученных верхнесилурийских карбонатных отложений вала Гамбурцева на примере Черпаюской площади. Используются методы литолого-фациального анализа, электронной микроскопии, данные петрофизических и геофизических исследований скважин. В верхнесилурийских отложениях определено девять микрофациальных типов, которые характеризуют четыре фациальные зоны: 1) иловую литораль и заливаемого побережья, 2) шельфовую лагуну, 3) отмельную зону шельфа и 4) мелкую сублитораль открытого шельфа. Реконструкция условий седиментации в позднесилурийское время показывает, что накопление отложений в лудловское время происходило в основном в обстановках аккумулятивной иловой литорали, а в пржидольское время - в условиях отмелей открытого морского бассейна, где аккумуляровались карбонатные пески и небольшие постройки биогермов.

Выделено пять петротипов пород-коллекторов, отличающихся по структурным (размерностью кристаллов) и петрофизическим (фильтрационно-емкостным) свойствам. Лучшими показателями пористости и проницаемости обладают доломиты с размером зерен 20-100 мкм с теневой микробиальной сгустковой структурой, характерной для «водорослевых ламинитов» (петротипы 1 и 2). Пустотность - каверново-порово-трещинная с преобладанием вторичных пустот выщелачивания.

В формировании коллекторов верхнесилурийских толщ Черпаюской площади вала Гамбурцева прослеживается последовательный ряд важных этапов: 1) этап седиментации и диагенеза, обеспечивший первичную пустотность; 2) этап среднедевонской структурной перестройки и регионального предверхнедевонского перерыва, с которым связано образование поверхностного (эпигенного) карста, практически не функционирующего в настоящее время и 3) этапы уральской и пай-хойской тектонических фаз, обеспечивавших активацию восходящих флюидных потоков и развитие локализованной и диффузно проявленной пористости глубинного гипогенного карста.

Ключевые слова: *верхнесилурийские карбонатные отложения, седиментация, формирование пород-коллекторов, Черпаюская площадь, вал Гамбурцева, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция.*

Нижнепалеозойские отложения Варандей-Адзвинской структурной зоны в составе среднеордовикско-нижнедевонского карбонатного нефтегазоносного комплекса рассматриваются в качестве основных перспективных горизонтов для выявления новых залежей углеводородов и воспроизводства сырьевой базы углеводородного сырья на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [Богданов и др., 2013; Мартынов, 1999; Сотникова, 2009]. По величине начальных суммарных ресурсов нефти

среднеордовикско-нижнедевонский нефтегазоносный комплекс является доминирующим, составляя около 42% по Варандей-Адзвинской нефтегазоносной области в целом [Тарбаев, Садов, Никонов, 2010]. Промышленная нефтеносность комплекса связана с отложениями лохковского яруса нижнего девона [Белонин и др., 2004; Юрьева, 2015]. В связи с этим основное внимание проведенных ранее исследований уделено именно этому стратиграфическому уровню. Верхнесилурийские отложения остались менее изученными и рассматривались, преимущественно, в совокупной характеристике всего среднеордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса [Мартынов, 1999; Теплов, Костыгова, Никитина, 2011].

Залежи нефти в верхнесилурийских отложениях установлены на ряде месторождений валов Сарембой-Леккеягинского (Северо-Сарембойское), Сорокина (Осовейское, Хосолтинское) и Гамбурцева (Хасырейское, Черпаюское). На поисковых объектах Варандей-Адзвинской структурной зоны и гряды Чернышева верхнесилурийские отложения также рассматриваются в качестве перспективных поисковых горизонтов для выявления залежей углеводородов [Куранов, 2015]. Для определения особенностей условий формирования отложений и пород-коллекторов проведено детальное литолого-фациальное изучение верхнесилурийских отложений по материалам скважин, расположенных на Черпаюской площади вала Гамбурцева. Данные исследования позволят получить новые данные по специфике седиментации и уточнить строение природных резервуаров верхней подсистемы силура как на самой Черпаюской структуре, так и прогнозировать схожие характеристики пород-коллекторов на прилегающих перспективных площадях Варандей-Адзвинской структурной зоны и гряды Чернышева.

Район исследований

Район исследований расположен на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны (рис. 1а, б). Структурная зона представляет собой систему дизъюнктивных валов и разделяющих их депрессий (см. рис. 1б). Исследуемая территория находится в пределах вала Гамбурцева – привзбросо-надвиговой структуры, расположенной в центральной части Варандей-Адзвинской структурной зоны (см. рис. 1б, г). Вал протягивается более чем на 90 км при средней ширине 3-6 км и объединяет Черпаюскую, Хасырейскую и Нядейюскую антиклинальные структуры.

Изученные авторами скважины расположены на Черпаюской структуре (рис. 1в). Объектом исследований являлись верхнесилурийские отложения, вскрытые скважинами Черпаюская-21, 22, 23, 25. Отложения верхнего силура согласно залегают на

нижнесилурийских карбонатах и представлены лудловским и пржидольским отделами, в объеме которых выделяются гердыуский (S_{2gj}) и гребенской горизонты (S_{2gr}).

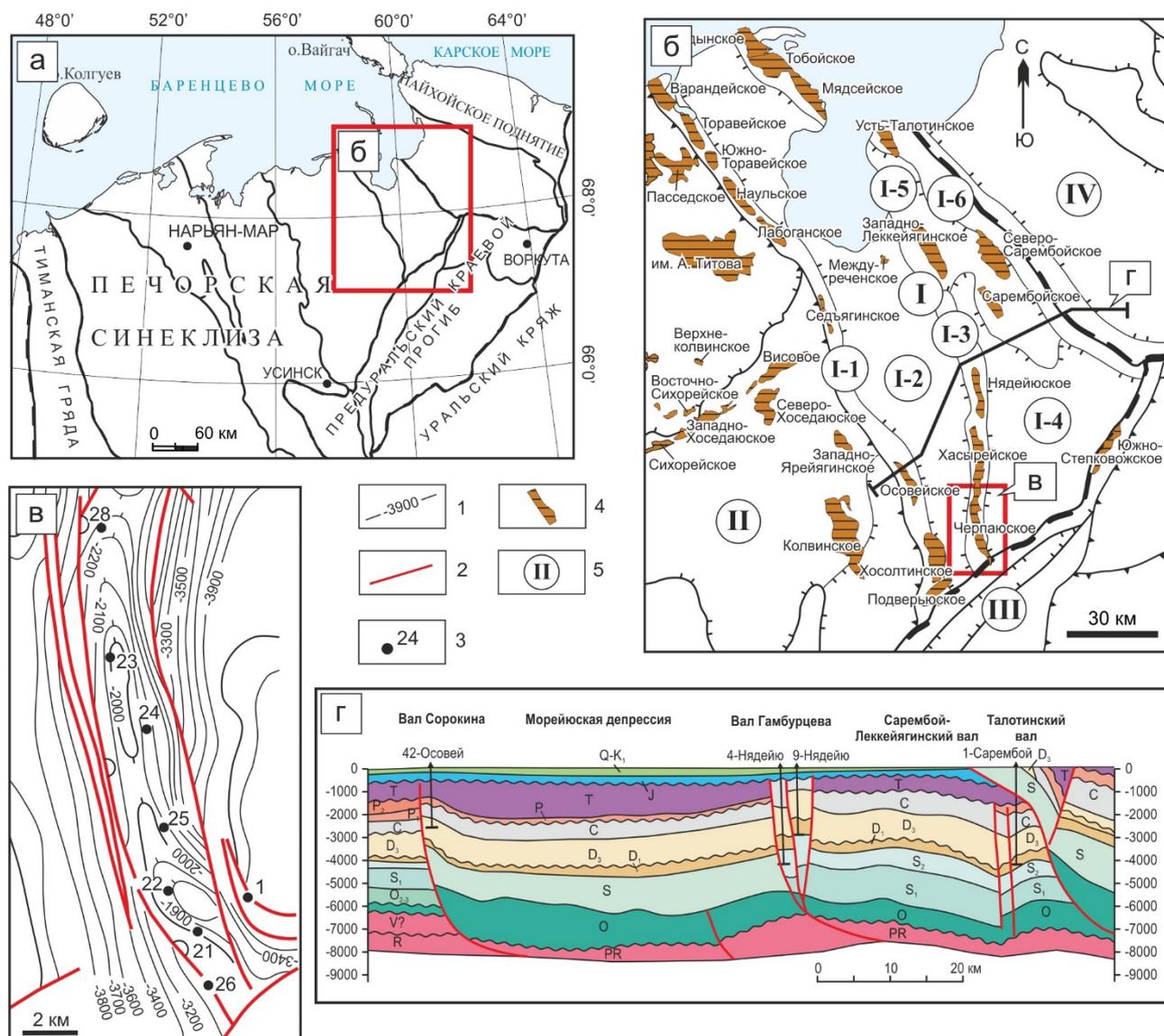


Рис. 1. Геологическое и тектоническое строение района исследований

а - обзорная карта севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, *б* - карта тектонического районирования Варандей-Адзвинской структурной зоны [Белонин и др., 2004], *в* - структурная карта Черпяуской структуры по кровле нижнедевонских отложений, *г* - геологический разрез через Варандей-Адзвинскую структурную зону по профилю 15-РС (положение профиля на рис. 1б) [Никонов и др., 2000].

1 - изолинии кровли нижнедевонских отложений; 2 - разрывные нарушения; 3 - скважины; 4 - нефтяные месторождения; 5 - номера тектонических элементов: I - Варандей-Адзвинская структурная зона (I-1 - вал Сорокина, I-2 - Мореюская депрессия, I-3 - вал Гамбурцева, I-4 - Верхнеадзвинская депрессия, I-5 - Сарембой-Леккейягинский вал, I-6 - Талотинский вал), II - Хорейверская впадина, III - гряда Чернышева, IV - Кортаихинская впадина.

Литологическая характеристика и строение разрезов скважин

По особенностям литологического состава, структурно-текстурным признакам и данным нейтронного и гамма-каротажа в изученных разрезах скважин выделено 5 пачек пород (рис. 2).

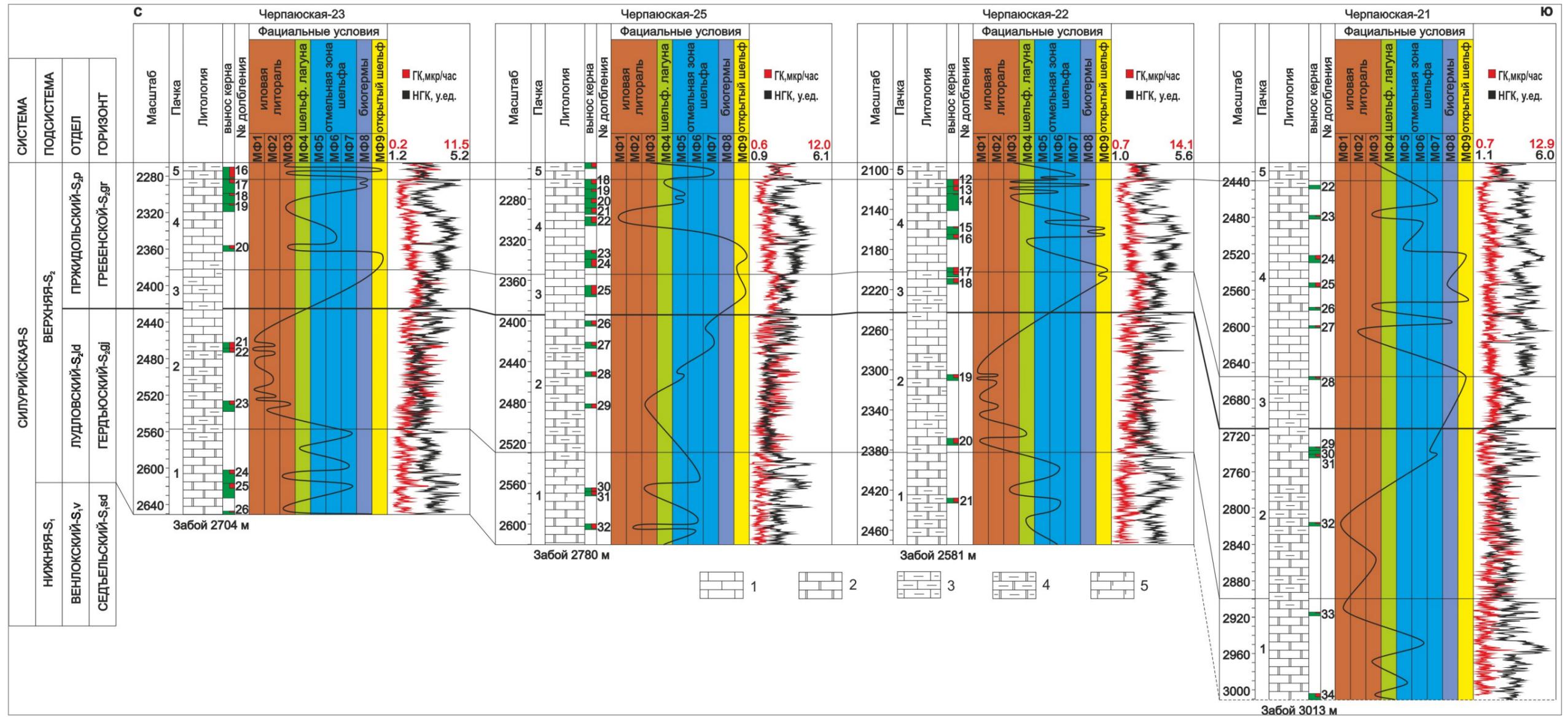


Рис. 2. Литолого-фациальная схема корреляции разрезов скважин на Черпаюской площади

Литология: 1 - известняк, 2 - доломит, 3 - известняк глинистый, 4 - доломит глинистый, 5 - известняк доломитизированный.

В разрезе гердьюского горизонта верхнесилурийские отложения представлены доломитовой (пачка 1) и глинисто-доломитовой (пачка 2) пачками. В первой пачке преобладают серые и коричневато-серые доломиты, неясно узорчатые с прослоями темно-серого аргиллита (рис. 3а).

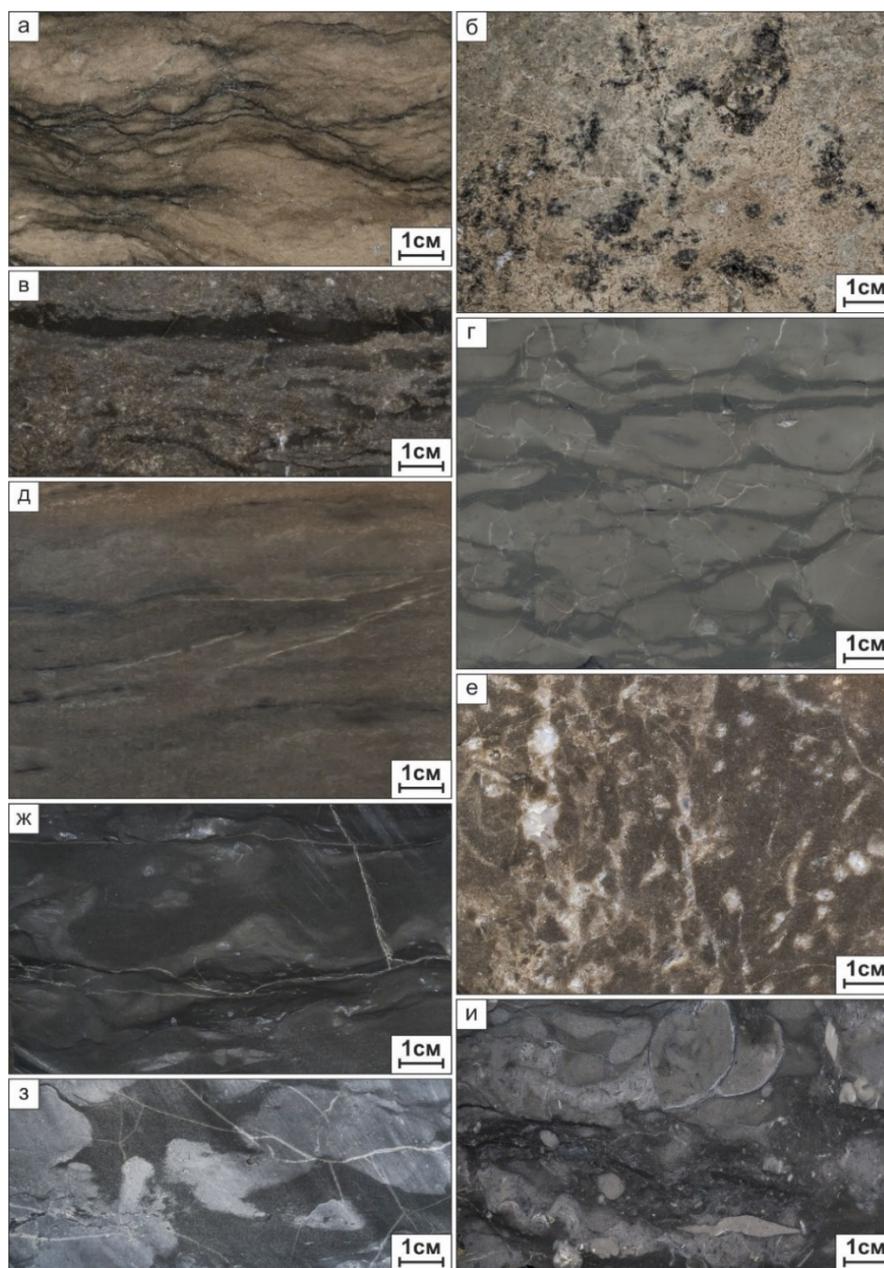


Рис. 3. Фотографии структурно-текстурных характеристик верхнесилурийских пород

а - неясно узорчатые коричневато-серые доломиты с прослоями темно-серого аргиллита (скв. Черпаюская-25, гл. 2604,2 м); б - пятнистые, алевритово-глинистые доломиты с битуминозными примазками (скв. Черпаюская-25, гл. 2455,2 м); в - узорчатые, слоистые доломиты с прослойками аргиллитов (скв. Черпаюская-25, гл. 2422,4 м); г - глинисто-известковые биокластовые известняки с текстурой биотурбации (скв. Черпаюская-25, гл. 2369,3 м); д - серые линзовидно-слоистые доломиты (скв. Черпаюская-22, гл. 2118 м); е - вторичные пористо-кавернозные доломиты (скв. Черпаюская-23, гл. 2310,7 м); ж - волнисто-слоистые, алевритово-глинистые доломиты (скв. Черпаюская-22, гл. 2111,7 м); з - пятнистые доломит-известняки (скв. Черпаюская-23, гл. 2273,7 м); и - криноидно-гастроподовые мелкодетритовые известняки (скв. Черпаюская-23, гл. 2278,4 м).

В скв. Черпаюская-21 в строении пачки, наряду с упомянутыми породами, принимают участие доломиты светло-серые и серо-коричневатые с остракодовыми ракушечниками и водорослевой узорчатостью (рис. 4в, г). Верхняя граница пачки керном не охарактеризована, но изменение кривых гамма активности позволяет предполагать смену состава пород на более глинистые разновидности. Мощность пачки - около 90 м в скважинах Черпаюская-23, 25, увеличивается до 110 м в скв. Черпаюская-21.

Залегающая выше глинисто-карбонатная пачка (пачка 2) характеризуется чередованием коричневатато-серых и темно-серых, алевритово-глинистых, местами пятнистых (рис. 3б) и узорчатых (рис. 3в) доломитов и темно-серых с зеленоватым оттенком, тонкоплитчатых, известковых аргиллитов. В кровле пачки на границе с гребенским горизонтом отмечены серые и темно-серо-коричневатые скрытокристаллические, местами доломитизированные, неравномерно-глинистые, пятнистые плитчатые известняки, содержащие брахиоподы и остракоды разных размеров. Мощность пачки изменяется от 130 до 140 м, а в южной части структуры достигает 190 м.

В составе гребенского горизонта выделяются три пачки (см. рис. 2). Нижняя известково-глинистая пачка (пачка 3) представлена зеленовато-серыми, неравномерно глинистыми известняками с характерной желваковой текстурой (рис. 3г), обусловленной взаимным распределением глинистого и карбонатного компонентов породы. Известняки содержат обильные и разнообразные скелетные остатки беспозвоночных групп организмов: брахиопод, мшанок, иглокожих, строматопорат. Распределены они неравномерно, образуя особенно обильные скопления в брахиоподовых и биокластовых прослоях мощностью до 0,2 м (рис. 4е). Известняки неравномерно доломитизированы. Мощность пачки - 40 м, а в скв. Черпаюская-21 незначительно увеличивается до 55 м.

Разрезы следующей известково-доломитовой пачки гребенского горизонта (пачка 4) характеризуются постепенной сменой известкового состава на доломитовый. В разрезах Черпаюской площади она имеет мощность около 90-100 м, увеличиваясь в скв. 21 до 200 м. Нижняя часть пачки представлена комковатыми и более массивными несортированными полидетритовыми и биоморфно-детритовыми известняками, в которых остракодово-гастроподово-брахиоподовая ассоциация постепенно сменяется на криноидно-брахиоподовую. Во второй половине пачки наблюдается переслаивание тонко-мелкозернистых, узорчатых, микрослойчатых и линзовидно-слоистых светло-серых доломитов (рис. 3д) с доломитами вторичными пористо-кавернозными, содержащими остатки табулят, криноидей, брахиопод (рис. 3е). Каверны вторичных доломитов часто заполнены эпигенетическими сульфатами. В кровле пачки появляются прослои илово-биоморфно-детритовых известняков с небольшими колониями взаимообрастающих табулят

(рис. 4з) и строматопорат, а также линзы брахиоподово-криноидного карбонатного песка. Известняки перекристаллизованы, доломитизированы и выщелочены.

Верхняя маломощная пачка (10-15 м) (пачка 5) отличается от предыдущей пачки глинисто-карбонатным составом пород. Она сложена темно-серыми, неравномерно глинистыми доломитами (рис. 3ж) и серыми, криноидно-гастроподовыми, глинистыми доломитами с линзами и прослойками, содержащими тонкий неопределимый детрит (рис. 3и), которые вверх по разрезу переходят в пятнистые доломит-известняки (рис. 3з) с остатками табулят.

Структурно-текстурная типизация и фациальные условия осадконакопления

В основу выполненных фациальных построений положено выделение в изучаемых разрезах скважин стандартных микрофаций, на основании структурных, текстурных и биофациальных критериев. По ассоциации микрофаций определялись фации или фациальные зоны.

Микрофациальный анализ проводился в шлифах для образцов пород, макроскопическая характеристика которых позволяла выделять их как литологические разности. Анализ основан на применении классификации Р. Данема [Dunham, 1962; Embry, Klovan, 1971], широко распространённой среди исследователей карбонатных отложений. На ней же построены общепризнанные стандартные модели фациальной зональности для окаймленных карбонатных платформ и рампов [Уилсон, 1980; Flügel, 2010]. В работе также использовались адаптированные русскоязычные термины, введенные в обиход Д.К. Патруновым [Патрунов, 1980] и другими учеными.

В результате макро- и микроисследований образцов керна выделено девять микрофациальных типов (МФ), слагающих изученные разрезы скважин.

МФ-1. Доломиты глинисто-алевритистые, слоистые (доломиты по мадстоуну). Породу формируют тонко-мелкокристаллический доломит и глинистый материал в разном соотношении, обогащающие тонкие слои и образуя горизонтальную, местами наклонную косую и линзовидную слоистость (см. рис. 4а, 5а). Характерно наличие угловатых зерен кварца, сконцентрированных в глинистых прослоях и заполняющих линзовидные врезы. Количество терригенного материала не превышает 25%. Органические остатки в породах данного типа отсутствуют. Наблюдаются трещины, вызванные гидро-газоразрывными нарушениями, которые имеют неправильные вертикальные зубчатые борта, а также трещины усыхания, характерные для фации зон осушек литоральных осадков [Уилсон, 1980]. Глинисто-доломитовые породы с нечеткой полосчатой и линзовидной слойчатостью и с алеврито-песчаным материалом являются образованиями приливно-отливной полосы

[Патрунов, 1980].

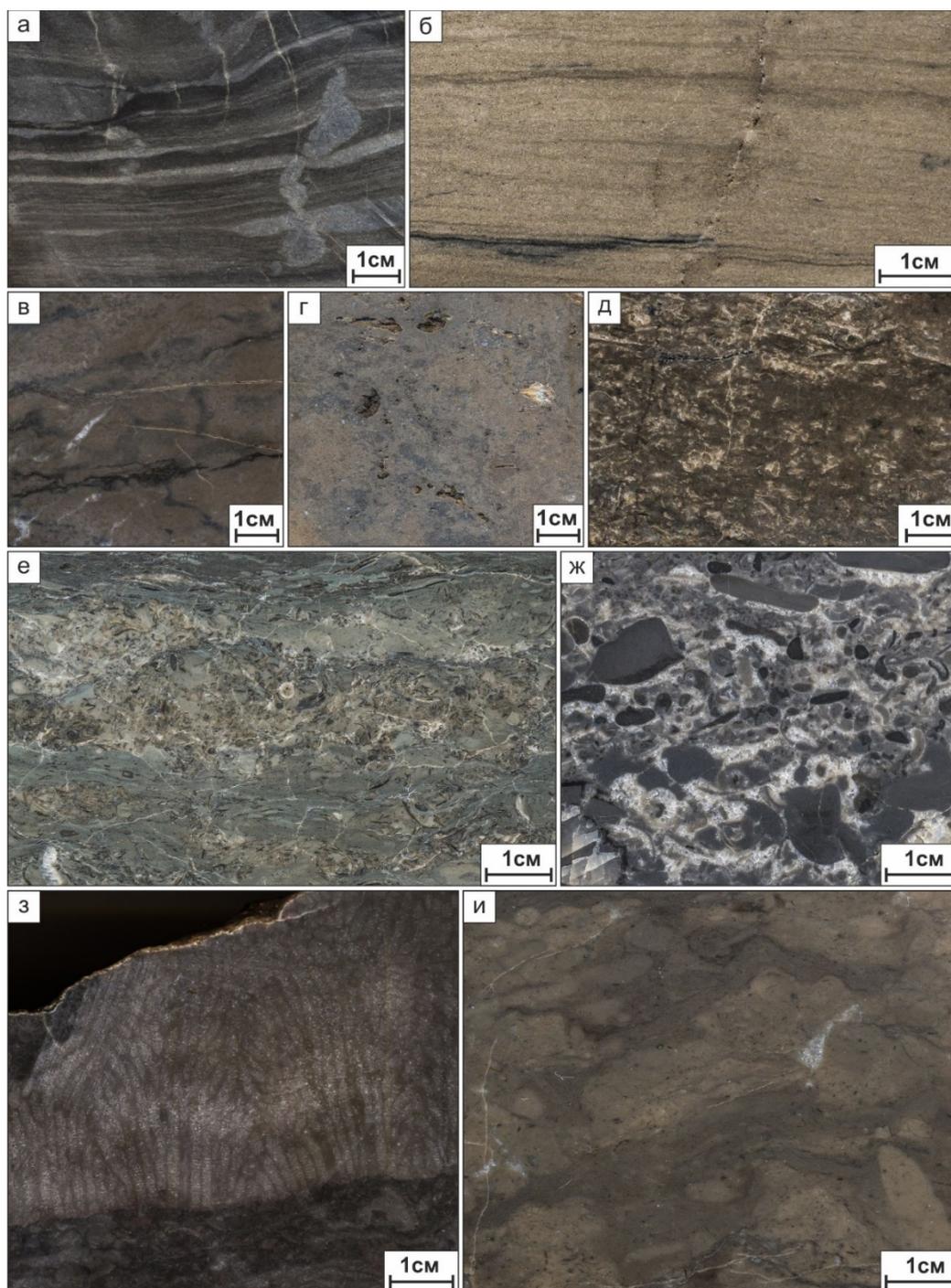


Рис. 4. Фотографии керна основных типов верхнесилурийских пород

а - глинисто-алевритистые, слоистые доломиты (скв. Черная-21, гл. 2463,7 м); *б* - слоистые, мелко-среднезернистые доломиты (скв. Черная-22, гл. 2118,6 м); *в* - доломиты известковые и известняки доломитовые микробально-узорчатые с пелоидами (скв. Черная-21, гл. 3008,2 м); *г* - известняки водорослево-остракодовые (скв. Черная-21, гл. 3012,6 м); *д* - доломиты, мелко-крупно-среднезернистые, массивные, пористые, битуминозные (скв. Черная-22, гл. 2110,6 м); *е* - доломиты известковые, полибиокластовые с пелоидами со спаритовым и микритовым цементом (скв. Черная-25, гл. 2376,5 м); *ж* - карбонатные пелоидно-биокластовые гравелито-песчаники (скв. Черная-23, гл. 2274,3 м); *з* - известняки и доломиты коралловые (скв. Черная-23, гл. 2283 м); *и* - известняки биокластовые, полидетритовые, с микритовой вмещающей массой (скв. Черная-22, гл. 2157 м).

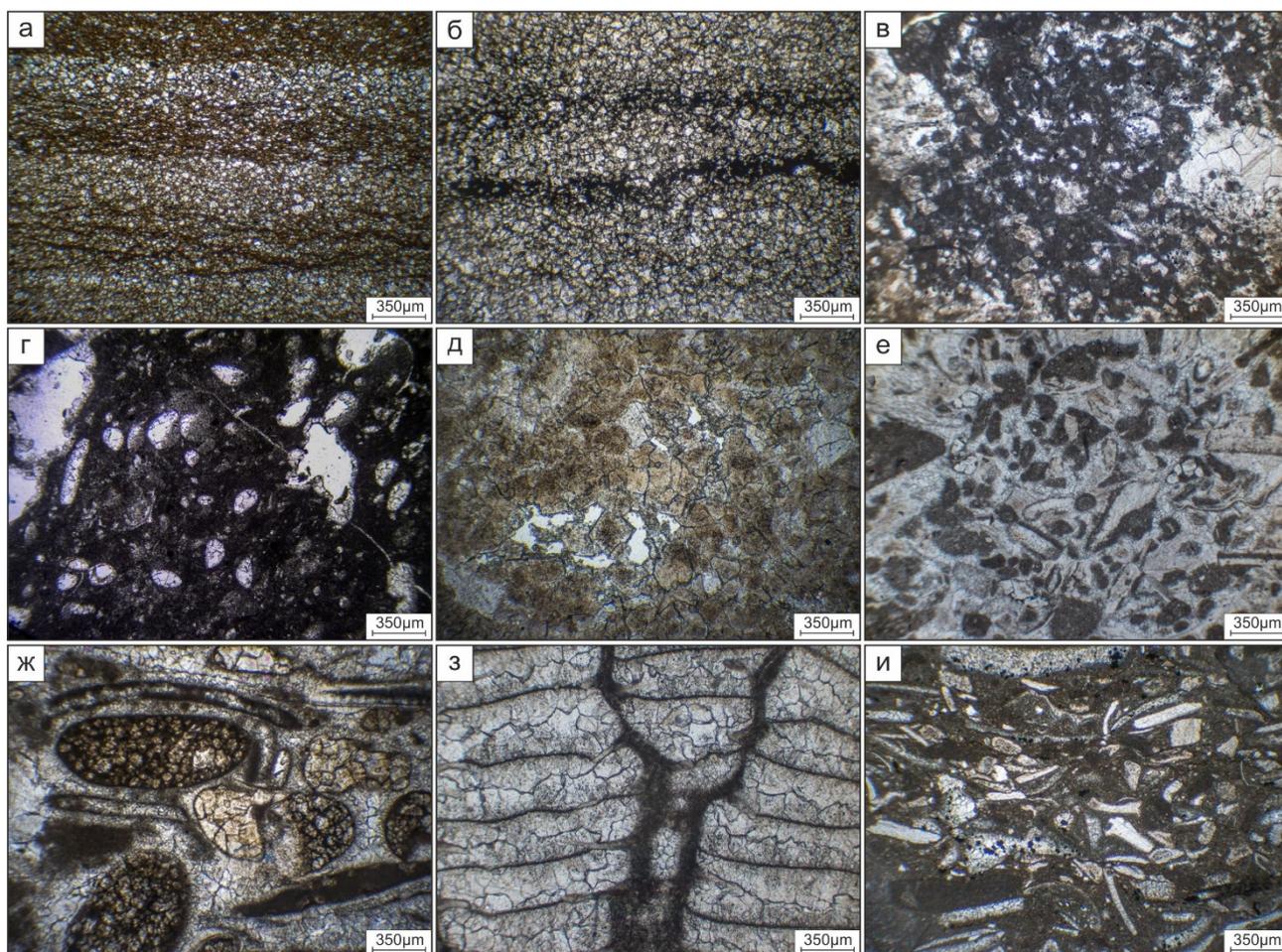


Рис. 5. Фотографии шлифов с основными микрофациальными типами верхнесилурийских пород

а-б - доломиты слоистые по мадстоуну (скв. Черпаюская-21, гл. 2463,7 м; скв. Черпаюская-22, гл. 2118,6 м); в - узорчатые доломиты по мадстоуну (скв. Черпаюская-21, гл. 3008,2 м); г - водорослево-остракодовые вакстоуны (скв. Черпаюская-21, гл. 3012,6 м); д - мелко-крупно-среднезернистые массивные доломиты (скв. Черпаюская-22, гл. 2110,6 м); е - доломиты по грейн-пакстоуну (скв. Черпаюская-25, гл. 2376,5 м); ж - пелоидно-биокластовые грейнстоуны (скв. Черпаюская-23, гл. 2274,3 м); з - коралловые баундстоуны (скв. Черпаюская-23, гл. 2283 м); и - полидетритовые пакстоуны (скв. Черпаюская-22, гл. 2157 м).

МФ-2. Доломиты слоистые, мелко-среднезернистые (доломиты по мадстоуну). Породы данного типа характеризуются неравномерно-зернистой (от тонко- до среднезернистой) структурой. Текстуры линзовидно-слоистые, тонкослоистые, волнисто-слоистые с отчетливыми и неотчетливыми границами слоев. Слоистость обусловлена чередованием тонкозернистого тёмного (20%) и мелкозернистого светлого доломита (70%) (рис. 4б, 5б). Отложения сложены эвгедральным и субгедральным доломитом. Органические остатки отсутствуют или встречаются в виде единичных перекристаллизованных фрагментов. Агрегаты пирита развиты по обогащенным органикой минерализованным биопленкам, формирующим волнистые прослои до 0,1 мм. Доломиты лишены глинистой примеси и по диагностическим признакам отнесены к фации доломитовых илов, микробиолитов лагун и эфемерных водоемов (прибрежной зоны и внутренних водоемов отмелей) [Flügel, 2010].

МФ-3. Доломиты известковые и известняки доломитовые микробильно-узорчатые с пелоидами (известково-доломитовые породы по мадстоуну). Данный тип состоит из неравномерно распределенного микрозернистого кальцита и тонкозернистого доломита. Несбалансированное размещение микрозернистых зерен и иловой массы подчеркивает результат жизнедеятельности илоедов и бентосных сверлильщиков (рис. 5в), к тому же придает водорослево-узорчатую (рис. 4в), неотчетливо-слоистую, «илоедную» текстуру породе. Узнаваемый детрит отсутствует, редко встречаются сильно перекристаллизованные раковины остракод, двустворок. Следы роющих организмов и характер наложения свидетельствуют о спокойных лагунных условиях осадконакопления [Майдль, 1992]. Кроме того, в породе отмечаются прослои и участки, обогащенные пелоидами – микритовыми комочками сфероидальной и удлиненной эллипсоидной формы. Генезис комочков часто проблематичен либо связан с деятельностью микробов [Riding, Tomas, 2006]. Данный тип отнесен к фациям нижней литорали прибрежной зоны.

МФ-4. Известняки водорослево-остракодовые (водорослево-остракодовые вакстоуны). Породы с органогенно-обломочной структурой, сцементированной пелитоморфным микритовым кальцитом. Текстура сгустковая благодаря нечетким очертаниям микробильно-водорослевых комочков, «водорослево-узорчатая», фенестровая (рис. 4г). Перекристаллизованные раковины остракод с редкими члениками криноидей заполняют около 50% шлифа (рис. 5г). Основная масса породы – пелитоморфный и тонкозернистый кальцит с небольшим количеством мелкозернистого доломита (10%). Пористость породы достигает 15%. Поры изометричной формы – результат выщелачивания и растворения цементов фенестровых пустот-полостей и ядер раковин остракод. Четкие ходы роющих организмов и широкое распространение водорослевых образований являются типичной особенностью фаций литоральной зоны [Tidal Deposits..., 1975; Патрунов, 1980].

МФ-5. Доломиты, мелко-крупно-среднезернистые, массивные, пористые, битуминозные (первичная структура не распознаваема, но иногда сохраняется теневая структура по грейнстоуну (МФ-6)). Породы сложены зернами доломита мелко-среднезернистого, участками до крупнозернистого, субгедральной и ангедральной формы (рис. 4д), с бесцветными (чистыми) оторочками и ядрами кристаллов, окрашенными включениями битума в коричневый цвет (рис. 5д). Пленки буроватого битумного вещества часто сконцентрированы в тонких пространствах межплоскостных пор зерен и внутри обильных микротрещин. Органические остатки представлены перекристаллизованными раковинами и другими форменными элементами. Текстура массивная, за счет примазок битума пятнистая. Формы и размеры кристаллов доломита характерны для вторичных доломитов, сформированных эпигенетическими процессами по первично проницаемым

породам. Теневая структура грейнстоуна и ассоциации с «водорослевыми ламинитами» позволяет отнести данный тип к фациям карбонатных песков отмельных зон [Уилсон, 1980].

МФ-6. Доломиты известковые, полибиокластовые с пелоидами, со спаритовым и микритовым цементом (доломиты по грейн-пакстоуну). Породы – биокластовые песчаники с комковатой и полосчато-комковатой текстурой, состоят из обломков раковин (25%), фрагментов трилобитов и пелоидных комочков (рис. 4е). Мелкие биокласты не отсортированы, не ориентированы, перекристаллизованы и корродированы. Пелоидные частицы округлой, реже удлиненной и произвольной формы, не превышают 200 мкм (рис. 5е). Текстура породы полосчато-комковатая, обусловлена распределением осадков с разным содержанием карбонатного и глинистого ила. Границы слоев со следами частой эрозии, с неглубокими врезами, следами коррозии, часто стилолитизированы. Для прослоев со структурой карбонатного песчаника характерно присутствие цемента двух генераций: крустификационного обрастания раковин и спаритового, состоящего из мелкозернистых ксеноморфных зерен доломита. Присутствие крустификационных оторочек на створках раковин свидетельствует о цементации в вадозной пресноводной фреатической гидрологических зонах аккумулятивных песчаных тел отмелей шельфа [Moore, 1989; Sherman Fletcher, Rubin, 1999].

МФ-7. Карбонатные пелоидно-биокластовые гравелито-песчаники (пелоидно-биокластовые грейнстоуны). Порода представлена биокластами, пелоидами, редкими оолитами, а также окатанным гравием и гальками микрозернистого известняка (размерами от 0,3 мм до 1 см), сцементированными доломитовым мелкозернистым цементом (рис. 4ж). Микритизированные комочки гранулированы, а их оболочка заполнена кристаллическими зернами мелких и средних размеров (рис. 5ж). Рыхлая упаковка данных новообразованных зерен делает комочки пористыми. Несортированные обломки и целые раковины пелеципод и гастропод имеют размер до 7 мм, занимают 30-40% площади шлифа. Реже встречаются обломки брахиопод и мшанок (1-2%). Ассоциация гранулированных биокластов и пелоидов с карбонатным гравием и гальками, слагающими осадок в виде неравномерных скоплений, позволяет отнести данный тип породы к фации инициированных штормами зерновых потоков отмельных зон шельфа [Патрунов, 1980].

МФ-8. Известняки и доломиты коралловые (баундстоуны). Отложения сложены отдельными колониями и органогенным конгломератом из окатанных и неокатанных массивных и ветвистых табулятовых колоний (рис. 4з; 5з), с заполнителем из обильного перекристаллизованного детрита, раковин, зеленых водорослей и пелоидов. Они разделены темными прослоями, насыщенными органикой – биопленками. Микритовая структура матрикса содержит в себе несортированный мелкий детрит из тонкостенных раковин

остракод и гастропод. Текстура массивная, пятнистая, линзовидно-слоистая, биогермная. Полости раковин и колоний табулят выполнены тонко- (30%) и мелкозернистым (40%) кальцитом. Наличие в керне сложных по форме табулятовых колоний в положении роста, а также улавливаемой организмами взвеси, представленной тонкозернистым кальцитом, характеризует фацию биостромов/биогермов в пределах отмелей шельфа [Уилсон, 1980].

МФ-9. Известняки биокластовые, полидетритовые с микритовой вмещающей массой (пакстоуны). Тип отложений представлен обилием обломков и цельных раковин органических остатков, неравномерно распределенных в пелитоморфно-тонкозернистой, неотчетливо сгустковой массе. Текстура комковатая, пятнистая со следами взвихрения, биотурбации (рис. 4и), обусловленная распределением иловых и зернистых компонентов осадка, а также подчеркнута глинисто-битумными пленками и микростилолитами. Детрит поликомпонентный (рис. 5и), в основном хорошо отсортирован, средней степени окатанности. Он представлен раковинами брахиопод, фрагментами мшанок и кораллов, щитками и члениками иглокожих, а также пелициподами, фрагментами трилобитов, члениками криноидей и гастроподами, в сумме не превышающими 15% породы. Трещины в породах данного типа хаотичны, заполнены глинистой массой, а более крупные трещины – крупнозернистым кальцитом. Пористые участки породы приурочены к замещенным кальцитом раковинам остракод и ячейкам табулят. Преобладание в составе биокластов, наряду с раковинами брахиопод, крупных обломков мшанок и табулят – типичных строителей биогермов и биостромов, а также текстурные особенности позволяют интерпретировать фаціальную принадлежность данного типа к фации мелкой сублиторали с заметным влиянием привноса обломочного материала биогермных шлейфов с ближних карбонатных построек. Данные отложения относятся к фации биогермных шлейфов, привносимых в тиховодные обстановки и отложенных ниже волнового базиса [Уилсон, 1980; Flügel, 2010].

Выделенные в разрезах ассоциации микрофаціальных типов на основании их фаціальной интерпретации отвечают четырем фаціальным зонам (см. рис. 2, 6). Слоистые доломиты по мадстоуну с глинисто-алевритовой примесью (МФ-1, 2) и известняково-доломитовые породы по мадстоуну (МФ-3) характеризуют зону иловой литорали и заливаемого побережья. К фации шельфовой лагуны относятся известковые водорослево-остракодовые вакстоуны (МФ-4). Фації отмельной зоны шельфа представляют доломиты по грейнстоуну-пакстоуну (МФ-5, 6) и пелоидно-биокластовые грейнстоуны (МФ-7). К этой зоне также относятся фації биостромов, сложенные коралловыми баундстоунами (МФ-8). Фаціальную зону мелкой сублиторали с открыто шельфовыми условиями характеризуют известковые полидетритовые пакстоуны (МФ-9).

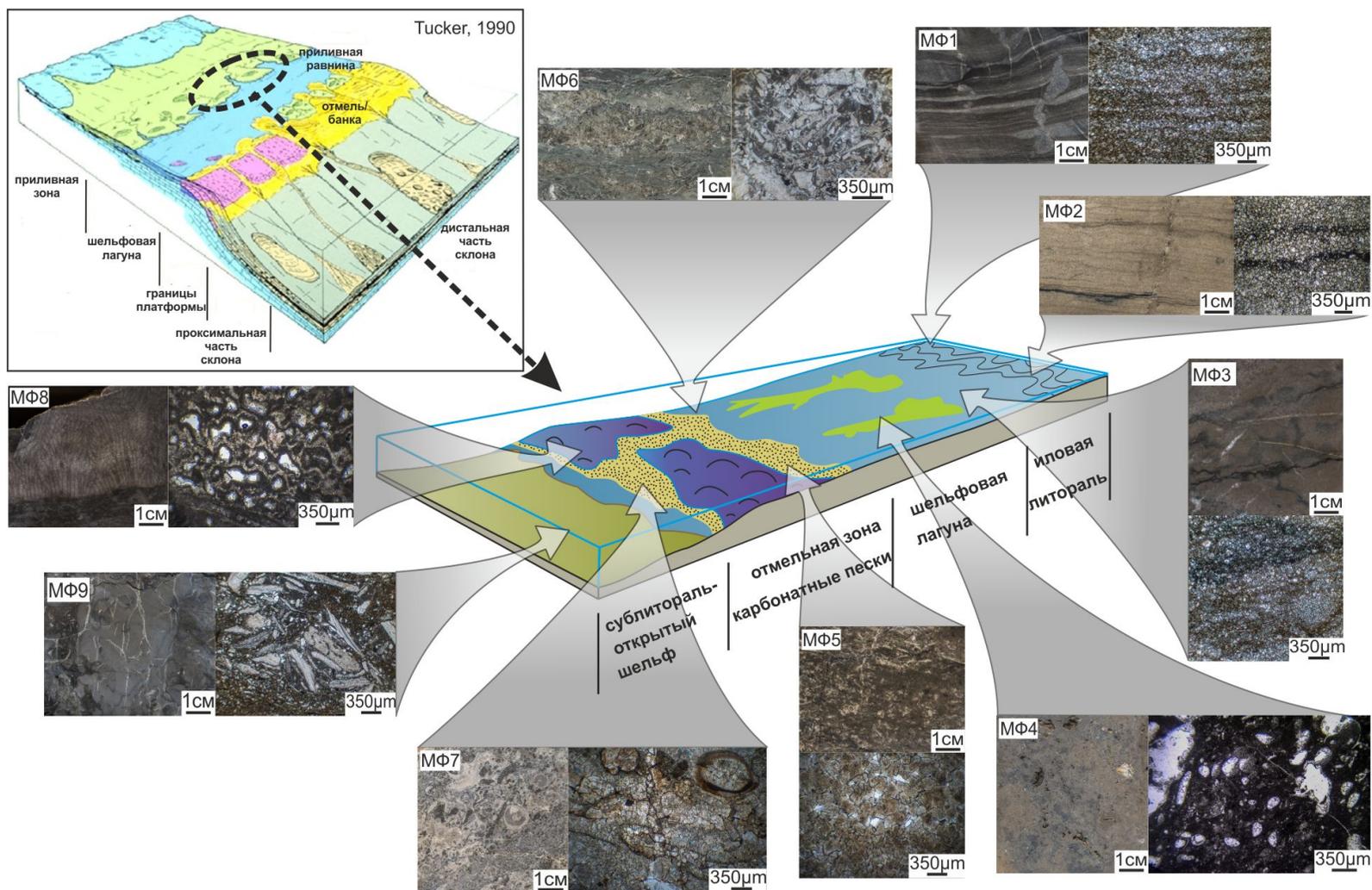


Рис. 6. Фациальная модель условий седиментации верхнесилурийских отложений (на основе модели [Tucker, Wright, 1990])

Модель осадочного бассейна в позднесилурийское время

Для описания морфологии нижнепалеозойских отложений Тимано-Печорской провинции обычно используют модель эпиконтинентальной платформы, которую слагают мелководные отложения с признаками современных аккумулятивных литоральных тел и отчетливо проявленными литоральными циклитами – мелеющими вверх последовательностями от сублиторали-литорали к осушению и эрозии [Чехович, 2010].

Впервые для исследуемого региона эпиконтинентальная модель предложена Д.К. Патруновым, при реконструкции фациальных обстановок осадконакопления силурийско-нижнедевонского разреза о. Долгий, которые он описывает как «переходные, между морским мелководьем и низкой сушей, тиховодные области приливно-отливного осадконакопления» [Патрунов, 1980, с. 36]. В тоже время, они характеризовались режимом, способствующим формированию аккумулятивного рельефа и торможению приливных волн, и не значимыми колебаниями уровня моря, приводившими к относительной изоляции пониженных участков приливно-отливной равнины, и изменениями гидрогеологического режима в сторону образования мелких лагун, озер, пересыхающих водоемов. В настоящее время предложенной модели придерживается большинство исследователей нижнепалеозойских толщ Тимано-Печорской провинции [Антошкина, 2006; Жемчугова, 2002; Майдль, 1987; Мартынов, 1999]. Согласно существующим представлениям, в лудловское время карбонатная платформа знаменуется оформлением рифового барьера на бровке шельфа. Внутри интерьера платформы широкое развитие получают обстановки верхней сублиторали и литорали с глинисто-карбонатной седиментацией [Жемчугова, Мельников, Данилов, 2001; Танинская, 2010].

Фациальная природа в описываемых авторами верхнесилурийских разрезах в целом соответствует предложенной модели. Однако, присущие эпиконтинентальным бассейнам литоральные мелкомасштабные (элементарные) циклиты характерны лишь для отдельных интервалов разрезов гердьюского горизонта, где они подчеркнуты чередованием пород с различным содержанием карбонатного и глинистого материала и не очевидны для разреза в целом, что фиксируется записью радиоактивного каротажа. И все же чередование пачек пород более глинистых и более карбонатных позволяет рассматривать это как проявление более крупных циклитов или циклических последовательностей. А некоторые границы пачек, характеризующиеся резкой сменой фациального облика пород и признаками субаэральной экспозиции, и служат надежными уровнями хроностратиграфии.

Интервалы разреза, относимые к гердьюскому горизонту, сложены преимущественно доломитами, мелко-среднезернистыми, узорчатой и слоистой текстуры, в разной степени глинистыми и глинисто-алевритистыми с признаками фаций литоральной зоны и

ограниченной сублиторали (см. рис. 2). В нижней – первой пачке сублиторальные фации представлены в основном скелетно-детритовыми и илово-зернистыми разновидностями. Особенности их генезиса и аккумуляции мало связаны с влиянием береговых зон, а, скорее, обусловлены сложной системой течений и обильным поступлением скелетного материала со стороны открытого моря. Это проявляется в наносах остракодовых ракушнякав (см. рис. 4г, 5г) и карбонатных песков.

В верхней (второй) пачке гердьюского горизонта отложения характеризуются устойчивым развитием слоистых и горизонтально-пятнистых доломит-известняков (см. рис. 3з), слоев с пятнистым расположением осадков разного состава, перемешанных горизонтальными ходами илоедов. По мнению Д.К. Патрунова, в их образовании запечатлен регулярный снос магнезиального ила приливами с периодически осушаемой части литоральной области его производства – полосы заливов и бухт [Патрунов, 1980]. К концу гердьюского времени происходит обмеление седиментационного бассейна. В разрезе скв. Черпаюская-21 пелоидно-онкоидные (рис. 7д) и лито-биокластовые грейнстоуны (см. рис. 4ж) демонстрируют изопахитовые вадозные цементы, которые характерны метеорным условиям цементации [Moore, 1989; Махнач, 2000] и осушении аккумулятивного песчаного края карбонатной платформы в стадии завершения высокого стояния и падения уровня моря [Schlager, Reijmer, Droxler, 1994]. О длительной субаэральной экспозиции может свидетельствовать также высокая степень эпигенетической преобразованности обломочных зерен карбонатных песчаников. Субаэральный характер границы горизонтов, отмечаемый и в других разрезах Тимано-Печорской провинции [Патрунов, 1980; Майдль, Котик, 2017], позволяет относить ее к границе секвенций и использовать в качестве коррелятивного уровня при построениях хроностратиграфического каркаса моделей резервуара.

Региональной особенностью отложений гребенского возраста является то, что они демонстрируют относительно крупный седиментационный цикл: от накопления обогащенных глинистым компонентом осадков в основании до биогермов и небольших рифов на заключительном этапе развития. Также характерна обширность морской трансгрессии, приведшей к затоплению карбонатной платформы и, следовательно, сокращению производства ею карбонатов и в привнесении осадки глин. Масштабность морской трансгрессии проявилась в региональном распространении комковатых известняков с открыто-морским комплексом бентосной фауны [Патрунов, 1980; Майдль, 1987; Жемчугова, Мельников, Данилов, 2001].

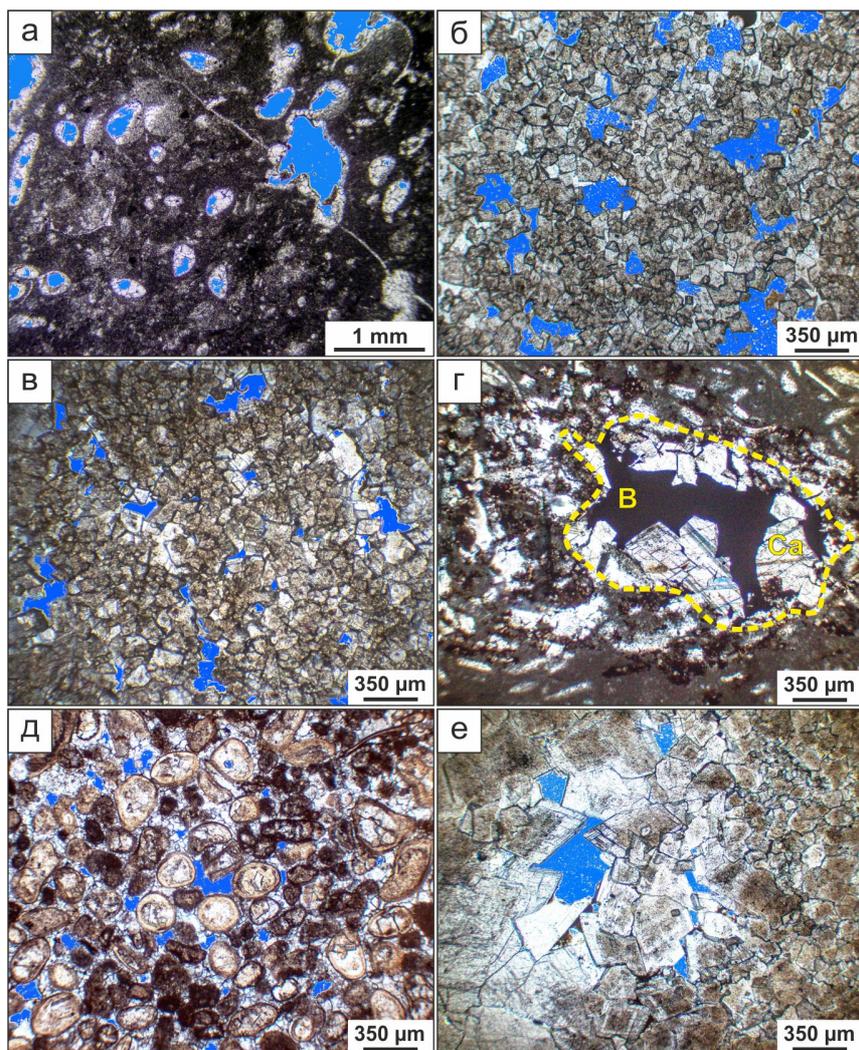


Рис. 7. Микрофотографии шлифов выделенных петротипов

a - скв. Черпаюская-21, гл. 3012,6 м, обр. 15237; б-в - скв. Черпаюская-25, гл. 2288,4 м, обр. 15348; г - скв. Черпаюская-25, гл. 2455 м, обр. 15371, желтым контуром показана каверна, заполненная кальцитом (Ca) и битумом (B); д - скв. Черпаюская-21, гл. 2732 м, обр. 15228; е - скв. Черпаюская-22, гл. 2617 м, обр. 15928. Синей заливкой на микрофотографиях шлифов показаны открытые поры.

Исследуемые разрезы гребенского возраста Черпаюской площади соответствуют приведенной характеристике и вместе с тем обладают признаками фаций отмельных зон открытого шельфа, сложенными песчаными аккумулятивными телами, биостромами/биогермами и внутренними лагунами. Фациальная принадлежность к отложениям открытого моря подчеркивается и строением толщи. Нижняя пачка горизонта (пачка 3) представлена чередованием комковатых биокластовых известняков с глинистыми прослоями, характеризующих более мористые и открыто-шельфовые осадки. Основную часть средней пачки (пачка 4) составляют комковатые биокластовые открыто-шельфовые известняки (см. рис. 3г, 4и), которые ближе к кровле сменяются наносами зернистого карбонатного материала и небольшими биогермными постройками, часто микробиально-водорослевыми ламинитами. Формирование построек указывает на стабилизацию относительного погружения дна и стадию высокого стояния относительного уровня моря, а

слои мелководных водорослевых и глинистых доломитов (см. рис. 3ж) в кровле четвертой и пятой пачки знаменуют завершение этой фазы.

Проведенные исследования верхнесилурийских толщ свидетельствуют об отличии их фациальной природы, запечатленной в преимущественном накоплении осадков аккумулятивной иловой литорали в гердьюское время и карбонатных аккумулятивных песчаных отмелей в гребенское время. Формированию карбонатных песчаных отмелей предшествовали и способствовали процессы изменения батиметрического профиля дна, углубления и открытости бассейна.

Типы пустотного пространства и формирование коллекторов

Карбонатные коллекторы верхнесилурийско-нижнедевонских отложений месторождений вала Гамбурцева относятся к трещиноватым каверново-поровым типам [Жемчугова, Мельников, Данилов, 2001; Майдль, 1989]. Породы-коллекторы характеризуются средними значениями пористости до 7-10,8% при проницаемости 1,6-31,3 мД [Теплов, Костыгова, Никитина, 2011]. Изучение особенностей пустотного пространства карбонатных коллекторов как на вале Гамбурцева, так и прилегающих территориях Хорейверской впадины показало их сложное строение и высокую степень неоднородности, обусловленную различным взаимодействием пор, каверн и трещин [Майдль, 1989; Душин и др., 2016; Маслова, 2022]. Поэтому для создания наиболее корректной модели коллектора необходимо детальное рассмотрение морфологии и взаимодействия пустот и трещин, определяющих фильтрационно-емкостные свойства пород.

Типизация пород-коллекторов верхнего силура осуществлялась на основании морфологии пустот и структуры породы (размерности кристаллов доломита), являющихся определяющими для разделения их на петрофизические классы (петротипы) [Lucia, 1999]. Исследования морфологии пустотного пространства проводились с помощью электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN, оснащенного энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) «Oxford Instruments X-Max 50 мм²» (ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар). Среди изученных пород выделено пять петротипов.

Петротип 1 представлен доломитом идиоморфным с размером зерен до 100 мкм. Пустотность каверново-порово-трещинная с преобладанием вторичных пустот выщелачивания - расширения трещин и слепков раковин (рис. 7а, 8а). Пустоты округлой и изометричной формы, достигают 0,5-1,5 мм (рис. 8б) (редко каверны до 2 и более мм), которые частично инкрустированы щетками кристаллов доломита (рис. 8в) и пленками битума. Пустоты распределены в породе неравномерно, небольшими участками, формируют разреженные сети из пор и коротких извилистых микротрещин. Более выдержанные

прямолинейные трещины образуют ортогональную сеть, соединяющую эти пористые участки (рис. 8г). Часть крупных пустот частично или полностью заполнена кристаллами гипса/ангидрита (рис. 8д). В породе встречены также крупные псевдоморфозы гипса/ангидрита и сноповидные агрегаты пластинчатых кристаллов пирита (рис. 8е).

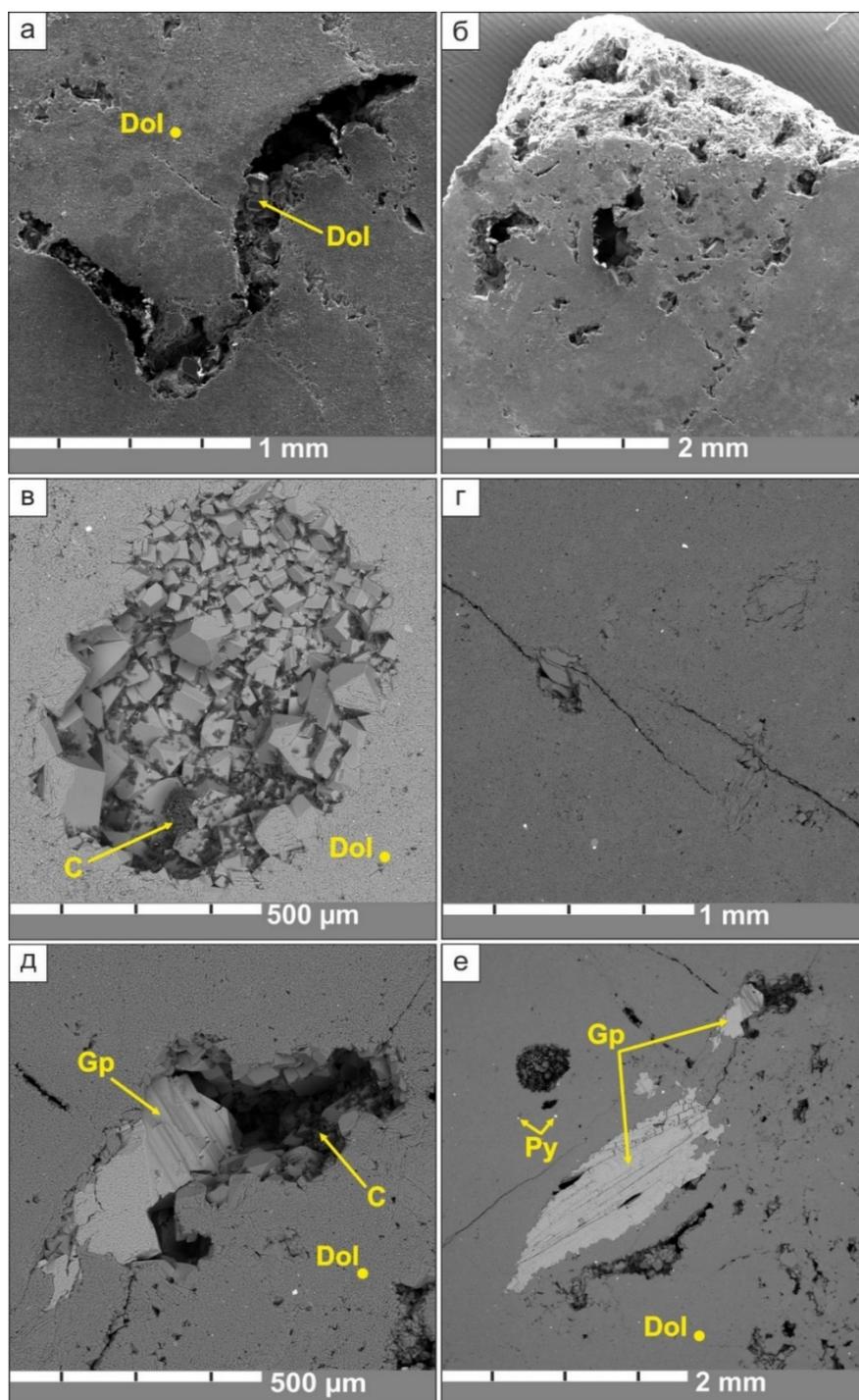


Рис. 8. Фотографии характеристик пустотного пространства в петротипе 1

Скв. Черпаюская-21, гл. 3012,6 м, обр. 15237, гердьюский горизонт.

а - пустоты выщелачивания по следам раковин; б - пустоты на сколе образца; в - кристаллы доломита с битумом в порах; г - тонкие трещины соединяющие отдельные пустоты; д - изометричная пора, частично заполненная гипсом; е - фрагменты кристаллов гипса и пустоты в общей доломитовой массе. Dol - доломит; С - битум; Gp - гипс; Py - пирит.

Характеристика образца близка ко второму типу Р. Нельсона [Nelson, 2001]. Пористость составляет около 9% при проницаемости 0,1 мД. Коллектор низко-среднепористый и слабопроницаемый, основная флюидопроницаемость связана с трещинами.

Петротип 2 представлен доломитом эвгедральным с кристаллами размером 20-100 мкм с теневой микробинальной сгустковой структурой, характерной для «водорослевых ламинитов» (см. рис. 7б, в). Порода кавернозно-пористая, нефтенасыщенная. Пористость - от 4 до 16,7% (в среднем 10%), проницаемость - от 0,3 до 20 мД. Емкость и проницаемость обеспечиваются порами и кавернами. Пустоты занимают значительный объем образца и распределены в нем пятнами площадью 3x5–3x4 мм. Преобладают поры межкристаллические и выщелачивания размером от 380 до 1200 мкм (рис. 9а). Крупные поры выщелачивания (рис. 9б) формируют цепочки и наследуют микротрещины (рис. 9в, г). Каверны преимущественно щелевидной формы, достигают от 1,6 до 2,2-3,7 мм (рис. 9д) и также приурочены к сети пересекающихся микротрещин, частота которых определяется густотой этой сети. В отдельных случаях происходит заполнение глинистой массой с кристаллами и агрегатами кварца (рис. 9е). Общая пористость в зависимости от их количества на единицу площади и размера пор меняется от 1,8 до 9,3% (рис. 9ж, з). Порода обладает сложным порово-каверново-трещинным типом коллектора. Она характеризуется двойной (матричной и трещинной) пористостью и проницаемостью и занимает промежуточное положение между вторым и третьим классами по классификации Р. Нельсона [Nelson, 2001]. Основная емкость обеспечена среднепористой и слабопроницаемой матрицей, флюидопроницаемость может быть связана с трещинами.

Петротип 3 представлен доломитом известковым, иловым, глинисто-алевритистым, с тенями перекристаллизованного детрита и колоний табулят (см. рис. 7г). Порода состоит из типичных для лудловских отложений региона кораллово-строматопоровых биостром трасс течений. Она сложена остатками ветвистых колоний табулят и строматопорат, погруженных в светло-зеленый «магнезиальный» ил [Патрунов, 1980]. На отдельных участках породы неравномерно кальцитизированы и пропитаны кальцитовым цементом разных генераций (рис. 10а). Кальцитовый материал матрицы сильно выщелочен, до появления структуры первичной пористости микро-тонкозернистого карбонатного ила, агрегированного в комки и оформленного перекристаллизацией в кристаллы доломита (рис. 10б). Морфология кальцитовых агрегатов свидетельствует о цементации полостей от стенок к центру и подразумевает предшествующие процессы выщелачивания доломита. Общая масса ила имеет микрозернистую структуру с размерами кристаллов доломита в пределах 10-20 мкм.

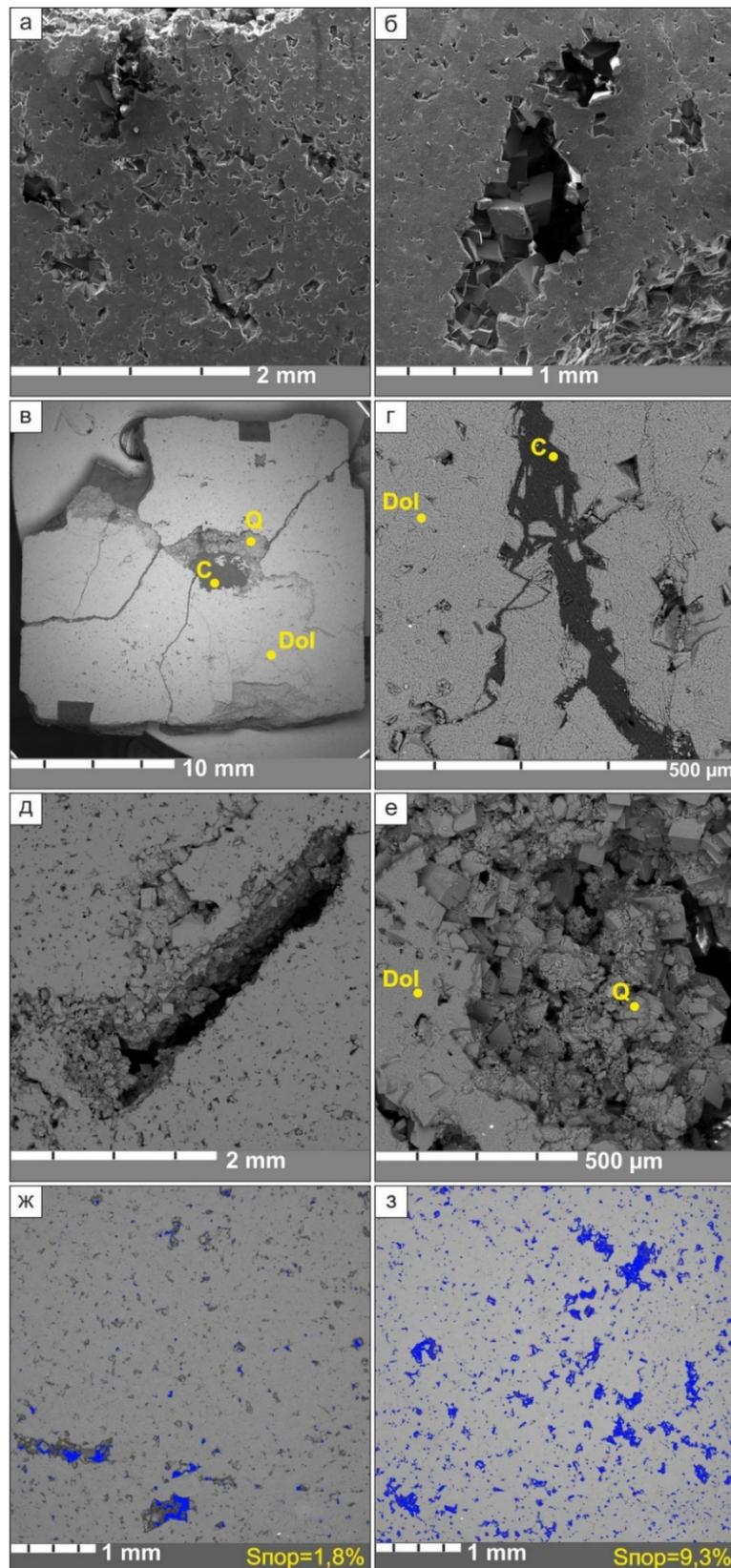


Рис. 9. Фотографии характеристик пустотного пространства в петротипе 2

Скв. Черпаюская-25, гл. 2288,4 м, обр. 15348, гребенской горизонт.

а - выщелаченные и межкристаллические изометричные поры в доломите; б - крупные поры выщелачивания; в - система пор и микротрещин, заполненных битумом; г - микротрещина с битумом; д - каверны щелевидной формы; е - заполнение каверн глинистым материалом и кристаллами кварца; ж-з - неравномерное распределение пористых участков в пределах породы. Q - кварц; $S_{пор}$ - общая пористость в шлифе. Остальные усл. обозначения см. на рис. 8.

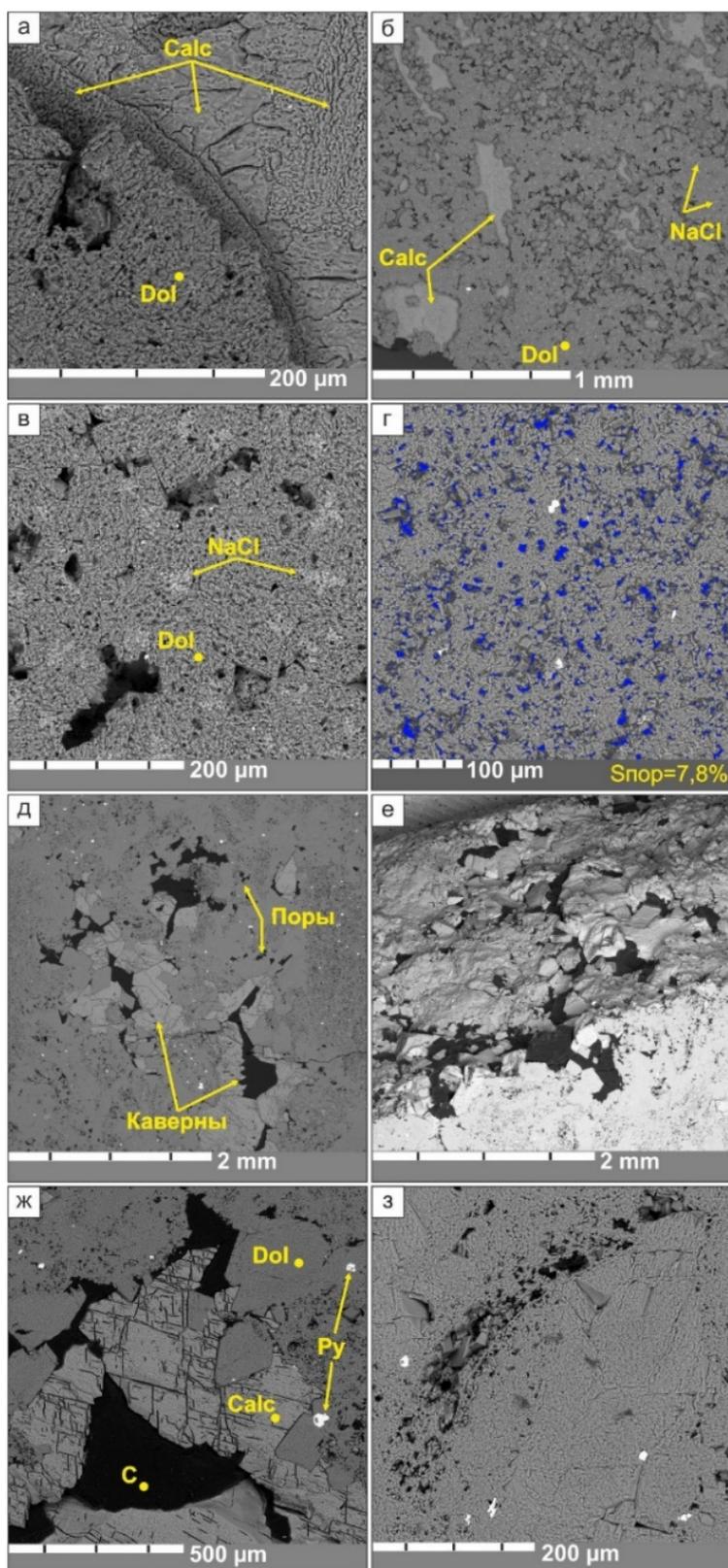


Рис. 10. Фотографии характеристик пустотного пространства в петротипе 3

Скв. Черпаюская-25, гл. 2455 м, обр. 15371, гердьюский горизонт.

а - неравномерные типы кальцитизации; б - выщелаченные участки кальцита в общей массе породы; в - свободные изометричные поры на фоне доломита с вкраплениями NaCl; г - общее фото остаточной пористости в породе; д - поры, заполненные кристаллами кальцита и битумом; е - распределение битума в доломите на сколе; ж - межзерновые каналы с порами, заполненные битумом; з - пустоты, образованные в ячеистой структуре органических остатков. Calc - кальцит; NaCl - галит. Остальные усл. обозначения см. на рис. 8.

Для пород из интервала отбора образца характерны низкие и средние значения пористости 4-9% при низкой проницаемости (до 0,1 мД). Возможно, их проницаемость ранее контролировалась трещинами, в настоящее время залеченными карбонатным цементом и битумом. Размер кристаллов доломита в иловом цементе составляет 10-20 мкм, размер пор меняется от долей до единиц микрона и достигает 10-20 мкм. В отдельных насыщенных порах участках матрикса пористость - 7-8% (рис. 10г). Пores межкристаллические и выщелачивания, свободные (рис. 10в, г) и заполненные битумом (см. рис. 7г, 10д, е), связаны межзерновыми каналами (рис. 10ж). К более крупным пустотам относятся каверны, трещины и пустоты их расширения, залеченные доломитовым ромбоэдральным цементом (100-200 мкм), более поздним кальцитовым цементом, пленками и натеками битума (рис. 10ж). Размер пор - от 8 до 20 мкм. Пустоты приурочены к выщелоченным остаткам табулят. Тени органогенной ячеистой структуры иногда заметны в пористых участках основной иловой массы (рис. 10з).

Петропин 4 представлен доломитизированным пелоидно-остракодовым гравелито-песчаником с ооидами и гальками (см. рис. 7д, 11а). Размер зерен доломита колеблется от 150 до 320 мкм, размер пор - от 20-40 до 120 мкм. Мелкие поры в основном расположены между зернами в кристаллическом доломитовом цементе (размер зерен 100-200 мкм и более) (рис. 11б). Часть пор присутствует внутри гранулированных, корродированных песчаных карбонатных зерен (рис. 11в) и в цементе, выполняющем пустоты от полного или частичного их растворения (рис. 11г). Отдельные форменные элементы имеют крустификационные каемки нарастания на оболочке (рис. 11д). Высокая первичная пористость карбонатного песчаника практически уничтожена цементацией, остаточная пористость достигает 3,3% (рис. 11е). Большинство пор сообщаются по сети тонких субкапиллярных пор и микротрещин (рис. 11ж), более крупные пустоты по следам зерен изолированы и лишь некоторые из них связаны трещинами (рис. 11з). Очевидно, порода в значительной степени утратила свою первичную пористость уже на стадии раннего диагенеза, а приобретенная вторичная пустотность выщелачивания зацементирована после стадии формирования структуры вала Гамбурцева и заполнения ловушек нефтью. Как показывают исследования [Душин и др., 2016], коллекторы со слепковым типом пустот, развитые по карбонатным пескам (например, оолитовым), имеют повышенные значения пористости, но слабопроницаемы.

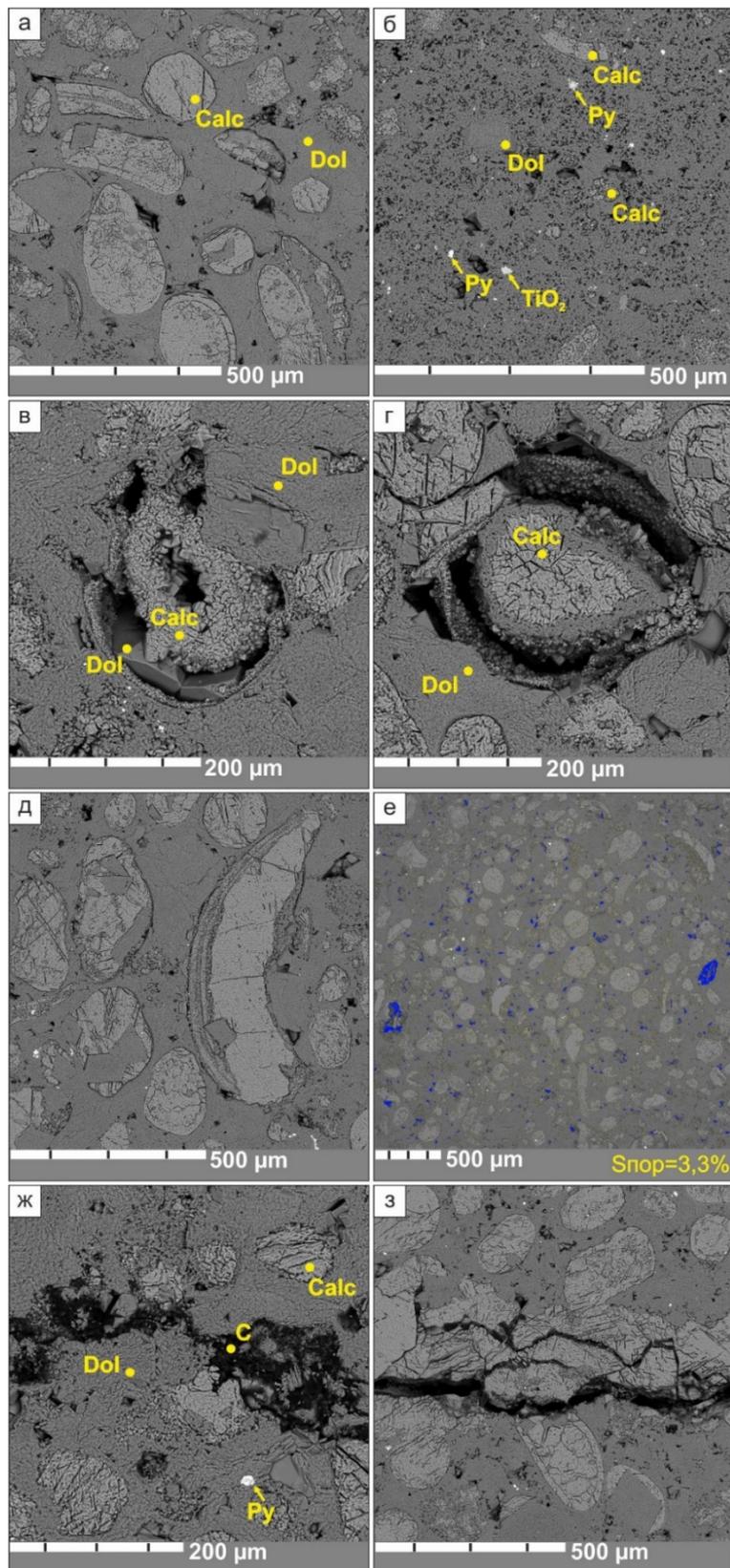


Рис. 11. Фотографии характеристик пустотного пространства в петротипе 4

Скв. Черпаюская-21, гл. 2732 м, обр. 15228, гердьюский горизонт.

а - кальцитовые гальки на фоне доломита; б - мелкопоровое пространство; в - корродированные песчаные карбонатные зерна кальцита; г - выщелоченный участок по органическому остатку; д - каемки нарастания на оболочке форменных элементов и галек; е - общее фото остаточной пористости в породе; ж - сеть пор и микротрещин с битумом; з - система пустых трещин и пустот. TiO_2 - рутил. Остальные усл. обозначения см. на рис. 8-10.

Петротип 5 представлен доломитом разномзернистым, низкопористым и слабопроницаемым (рис. 7е). Размер зерен доломита - 100-200 мкм. Контакты зерен конформные (рис. 12а), иногда нарушенные хрупкими деформациями микротрещин. Пустоты представлены межкристаллическими порами перекристаллизации (рис. 12б), реже - порами выщелачивания размером от 20-40 мкм в основной породе и до 200-500 мкм в участках с замещенными и выщелоченными биогенными остатками (рис. 12в, г). Мелкие (капиллярные) поры и каналы заполнены кристаллическими агрегатами NaCl, подчеркивающими характерный для трещин ветвящийся рисунок (рис. 12г, д). В нарушенных сдвигами участках присутствуют фрамбоиды пирита FeS₂ и пирротина (?) FeS (последние составлены из очень мелких кристаллов) (рис. 12е). В пиритах отмечена элементарная сера. Основная матрица породы, вероятно, насыщена хлоридным раствором/рассолом, что привело к кристаллизации галита при подъеме или распиле керна и испарении раствора. Породы с субкапиллярной пористостью обычно отличаются повышенной водонасыщенностью, плохо вытесняемой нефтью, что снижает их качество как коллекторов. Перекристаллизация, сопровождающая выщелачивание карбонатных раковин с последующей частичной цементацией каверн, формировала современную поровую пустотность породы. Перекристаллизация вследствие тектонического стресса, проявление которого фиксируется разрушением зерен, приводила к снижению порового пространства, но локально увеличивала проницаемость матрикса за счет микротрещин. Совокупность этих процессов наложила отпечаток на локальность и неоднородность распределения пористых участков в практически плотной и непроницаемой матрице. При наличии густой сети трещин данный петротип может рассматриваться как низкоемкий коллектор.

Проведенные исследования позволили выделить пять петротипов пород-коллекторов, отличающихся морфологией пустотного пространства и фильтрационно-емкостными характеристиками. Все они представлены вторичными доломитами, различающимися морфологией зерен и их размерностью. Лишь в некоторых сохраняются теньевые первичные структуры.

Среди петротипов улучшенными показателями пористости и проницаемости отличается петротип 2, характеризующий доломиты продуктивной пачки гребенского горизонта с размером зерен 20-100 мкм и теньевой структурой «водорослевых ламинитов». Представленный тип коллектора приурочен к измененным вторичным доломитам (МФ-5). Близкой коллекторской характеристикой обладает пористо-кавернозный мелкозернистый доломит с размером зерен до 100 мкм (мадстоун-вакстоун) и выщелоченными раковинами остракод, отнесенный к петротипу 1 и связанный с микрофацией водорослево-остракодовых вакстоунов (МФ-4). Пустотность каверново-порово-трещинная с преобладанием вторичных

пустот выщелачивания - слепков раковин и расширения трещин. Неравномерное распределение пустот и инкрустация их щетками кристаллов доломита и пленками битума (нефти?) снижают качество коллектора, который характеризуется как низкоемкий, с двойной пористостью и проницаемостью и неоднородностью свойств.

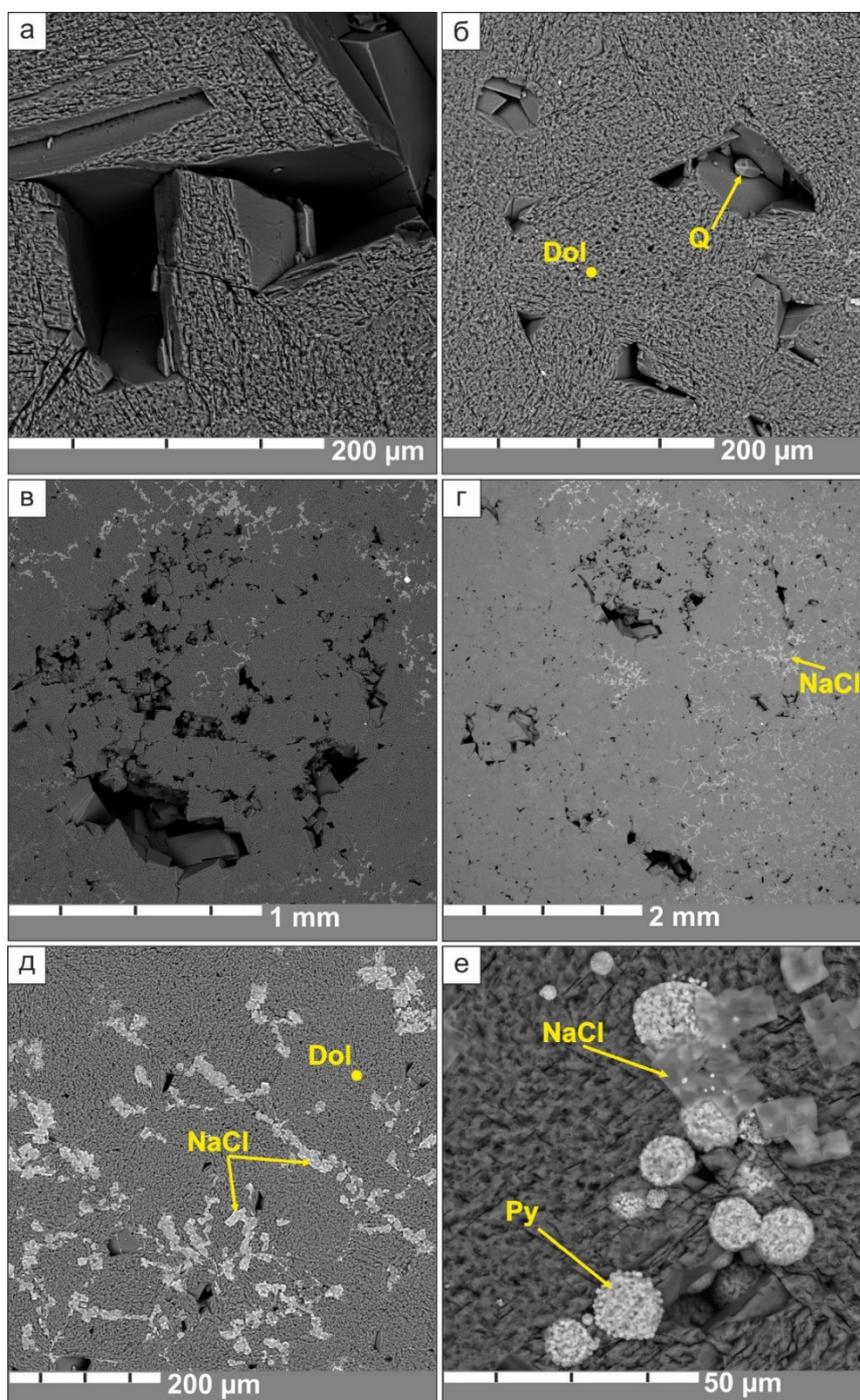


Рис. 12. Фотографии характеристик пустотного пространства в петротипе 5

Скв. Черпаюская-22, гл. 2117 м, обр. 15928, гребенской горизонт.

a - конформные контакты кристаллов доломита; *б* - межкристаллические поры; *в* - выщелачивание породы по органическим остаткам; *г* - распределение кристаллов NaCl в пределах образца; *д* - ветвящиеся микротрещины с кристаллами NaCl; *е* - фрамбонды пирита и кристаллы NaCl.
Усл. обозначения см. на рис. 8-10.

Петротипы 3 и 4 представлены вторичными разномерными доломитами (размеры кристаллов доломита от 10-20 до более 100 мкм, а в участках перекристаллизации - до 500 мкм), которые сохраняют первичную теневую структуру пелоидно-биокластового грейнстоуна (петротип 4) или биогермного известняка (петротип 3). Выделенные типы связаны с фациальными условиями в пределах отмельной зоны шельфа (МФ-7, 8). Значительное снижение коллекторских свойств для них, вероятно, связано с процессами цементации.

К вторичным мелко-крупно-среднезернистым, пористым доломитам (МФ-5), также можно отнести породы-коллекторы петротипа 5. Отложения с несохранившейся первичной структурой, но более крупным размером кристаллов от 100 до 200 мкм, характеризуются наличием в них в основном межкристаллических, реже - пор выщелачивания, где открытая пористость достигает от 1 до 9%, частично залеченная галитом.

Породы, обладающие свойствами коллектора, в изученных разрезах Черпаюской площади сосредоточены главным образом в верхней части гребенского горизонта. Эта толща пористо-кавернозных доломитов является продуктивной и связанной с нижнедевонскими породами в единый резервуар, как и на прилегающих площадях (Хасырейской, Осовейской, Варкнавской, им. Р. Трэбса и других), характеризующихся сложным тектоническим строением [Минич, Рыкус, 2016; Душин и др., 2016]. Все это в равной мере относится и к продуктивным силурийским отложениям Черпаюской площади, которые также представлены пористо-кавернозными доломитами, неравномерно насыщенными нефтью и с неоднородным распределением свойств и типов коллекторов.

Коллекторы с улучшенными свойствами (петротип 2) преобладают в разрезе скв. Черпаюская-25, пробуренной на периклинали структуры. Они представлены доломитами с размером кристаллов 20-100 мкм и теневой структурой «водорослевых ламинитов». Пористость по керну в продуктивном интервале колеблется от 2,5 до 12,5%, а с учетом каверн (в цилиндрах) - от 4 до 16,7%, составляя в среднем около 10%; величина проницаемости меняется в пределах 0,3-20 мД. Мощность интервала достигает 30 м (18-20 долбления, гл. 2261,6-2288,8 м) [Майдль, 1989].

В верхней части гердьюского горизонта коллекторские интервалы представлены слабопроницаемыми ($K_{п}$ - от 1,5 до 7,5%, $K_{пр}$ - 0,05-1,5 мД), трещиноватыми, среднезернистыми доломитами ($K_{п}$ - 0,5-5,3, $K_{пр}$ - менее 0,001 мД). В разномерных «сахаровидных» доломитах большинство крупных пор и каверн залечено кальцитовым цементом (петротип 3). Процесс цементации каверн кальцитом объясняется изменениями термальных флюидов по мере их подъема и снижения температуры. В замкнутой системе растворимость кальцита увеличивается с понижением температуры, так что насыщенные

CO₂ флюиды по мере подъема и остывания могут растворять все большее количество кальцита. При потере CO₂ вблизи поверхности растворимость кальцита падает, и он осаждается в кавернах. Эффект растворения усиливается с увеличением парциального давления CO₂. Этот механизм так называемого гидротермального карста (спелеогенеза) характерен в зонах локализации восходящих потоков по хорошо проницаемым путям [Dublyansky, 2000]. Отмечаемый в кавернах аутигенный кварц обычно возникает в обводных пластах при разрушении коллоидных растворов кремнезема при изменениях pH, Eh и солёности пластовых вод [Кринари, 2010] и, вероятно, фиксируют положение древних или современных водонефтяных контактов [Кольчугин, Морозов, Королев, 2012].

В разрезе скв. Черпаюская-22 качество коллекторов продуктивной пачки гребенского горизонта также несколько снижено вторичными процессами перекристаллизации и цементации. Значения пористости меняются от 0,5 до 5,92%, проницаемости - от 0 до 0,03-1,45 мД. Представителем коллекторов в разрезе является петротип 5. Цементом в этом случае определен галит (рис. 12в-д). В нарушенных сдвигами участках присутствуют фрамбоиды пирита FeS₂ и моносulfида железа FeS (рис. 12е). Появление галита может свидетельствовать о прорыве в пласт элизионных вод из нижележащих ордовикских соленосных толщ и о связи этого внедрения с тектонической перестройкой, в частности с инверсионным этапом развития структуры вала Гамбурцева в триасе. Проявление же сульфидных минералов является индикатором биогенной сульфат-редукции, присущей зонам древних и современных водонефтяных контактов, где вода и нефть соприкасались длительное время и в соизмеримых количествах [Кринари, 2010]. Подобные свидетельства миграции агрессивных флюидов и водонефтяных взаимодействий также характерны для коллекторов, отмеченных на разных уровнях гердьюского горизонта в скв. Черпаюская-21. Увеличение мощности интервала развития коллекторов в этой скважине, вероятно, связано с положением разреза в зоне влияния разлома и повышенной трещиноватостью пород.

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что в распределении коллекторов в отложениях верхнего силура Черпаюской площади вала Гамбурцева имеются определенные зависимости. Прежде всего, приуроченность коллекторов к вторичным доломитам с прерывистой сетью микротрещин и пустот выщелачивания, развитых по водорослевым покровам, небольшим биогермам и карбонатным пескам отмелей позднегребенского шельфа, испытавших пресноводный диагенез, а возможно, и развитие прибрежного карста при падении уровня моря и осушении территории на рубеже силура-девона.

Следующему этапу в формировании коллекторов уделяется ведущая роль. Речь идет о структурной перестройке среднедевонского времени, в ходе которой отложения нижнепалеозойского комплекса подняты к поверхности и подвергались эрозии и денудации

[Теплов, Костыгова, Никитина, 2011]. Карбонатные массивы приподнятых блоков нижнего девона испытали длительный период гипергенных изменений. На значительной территории формировались развитые карстовые системы. В настоящее время они сохранились как реликты погребенных и изолированных систем древнего карста и представлены палеокарстовыми брекчиями, заполняющими элювием трещины и каверны [Loucks, 1999, 2007; Климчук, 2010; Palmer, 2011; Майдль, 1989; Майдль, Жемчугова, Наумчев, 2018].

Однако в ряду последовательных преобразований первичной пористости осадка в пустоты погруженного на глубину коллектора девонская фаза далеко не последняя. И в более молодые последующие этапы структурных перестроек уральской (P/T) и пай-хойской (J/K) тектонических фаз эта приобретенная под влиянием инфильтрационных вод пустотность также значительно трансформировалась: залечивалась или обновлялась под действием восходящих потоков глубинного гипогенного или гидротермального карста [Klimchouk, 2012]. Большие объемы вторичных пустот в породах, сохранивших реликтовую пористость, формируются именно гидротермальным карстом [Loucks, 1999, 2007; Davies, Smith, 2006; Westphal et al., 2004; Gao et al., 2020; Ehrenberg, Walderhaug, Bjorlykke, 2012]. Восстающие потоки и перетоки флюидов проходили зачастую по тем же путям – обновленным тектоникой трещинам и разломам зон разуплотнения, что и направленные вглубь толщи инфильтрационные воды девонской фазы карстификации [Palmer, 2011; Klimchouk, 2012].

Таким образом, в формировании коллекторов верхнесилурийских толщ Черпаюской структуры вала Гамбурцева, как и других инверсионных структур, помимо фациальной природы и влияния девонских размывов существенный вклад внесли процессы глубинного гипогенного карста, которые предшествовали или могли совпасть со временем образования и заполнения ловушки углеводородами. Связь карстовых проявлений с существующей системой трещин объясняет особенности резервуаров инверсионных тектонических структур, к которым помимо сложного геологического строения относятся также невыдержанность пластов, сложная структура пустотного пространства, связность трещинами по вертикали мощных интервалов разреза и сильная анизотропия потоков флюидов при разработке.

Заключение

В результате проведенных исследований в верхнесилурийских отложениях выделено девять микрофациальных типов, которые характеризуют четыре фациальные зоны: иловой литорали и заливаемого побережья (МФ-1–3), шельфовых лагун (МФ-4), отмельной зоны шельфа (МФ-5–8) и мелкой сублиторали открытого шельфа (МФ-9).

При реконструкции условий седиментации установлено, что накопление отложений на изученной территории в лудловское время происходило в основном в обстановках

аккумулятивной иловой литорали, а в пржидольское время – в условиях отмелей открытого морского бассейна, где аккумуляровались карбонатные пески и небольшие постройки биогермов. Формированию отмелей способствовали изменения батиметрического профиля дна, углубления и открытости бассейна.

Выделено пять петротипов пород-коллекторов, отличающихся по структурным (размерностью кристаллов) и петрофизическим (фильтрационно-емкостным) свойствам. Лучшими показателями пористости и проницаемости обладают породы с теневой сгустковой структурой, характерной для «водорослевых ламинитов» (петротипы 1 и 2).

В формировании коллекторов верхнесилурийских толщ Черпаюской структуры вала Гамбурцева прослеживается последовательный ряд важных этапов:

- этап седиментации и диагенеза, обеспечивший первичную пустотность;
- этап среднедевонской структурной перестройки и регионального предверхнедевонского перерыва, с которым связано образование поверхностного (эпигенного) карста, практически не функционирующего в настоящее время;
- этапы уральской и пай-хойской тектонических фаз, обеспечивавших активацию восходящих флюидных потоков и развитие локализованной и диффузно проявленной пористости глубинного гипогенного карста. Эти заключительные этапы, которые предшествовали или совпали как со временем миграции водных и углеводородных флюидов, так и со временем формирования и заполнения ловушки – инверсионной структуры вала, вероятно, обеспечили не только появление коллекторов, но и образование залежей.

Литература

Антошкина А.И. Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала // Проблемы геологии и минералогии. - Сыктывкар: Геопринт, 2006. - С. 351-364.

Белонин М.Д., Буданов Г.Ф., Данилевский С.А., Прищепина О.М., Теплов Е.Л. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения. - СПб: Недра, 2004. - 396 с.

Богданов М.М., Сотникова А.Г., Долматова И.В., Лукова С.А. История формирования и прогноз размещения зон нефтегазоаккумуляции в поддоманиковых отложениях Варандей-Адзвинского авлакогена (суша, Печороморский шельф) // Геология нефти и газа. - 2013. - №1. - С. 34-43.

Душин А.С., Мельников А.В., Федоров А.И., Рыкус М.В. Новая флюидодинамическая модель карбонатного коллектора месторождения им. Р. Требса на основе синтеза геологических и промысловых данных // Нефтегазовое дело. - 2016. - Т.14. - №2. - С. 13-23.

Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). - М.: Издательство Академии горных наук, 2001. - 109 с.

Жемчугова В.А. Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических, поисково-разведочных и промысловых работ в Республике Коми. - М.: Издательство МГГУ, 2002. - 243 с.

Климчук А.Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология. - 2010. -

№4. - С. 23-32.

Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А. Литолого-минералогическая эволюция карбонатных пород в связи с формированием и разрушением резервуаров нефти // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований: материалы IX Уральского литологического совещания. - Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2012. - С. 80-82.

Кринури Г.А. Литогенез и минералогия нефтеносных осадочных пород. Часть I, стадии гипергенеза - диагенеза. - Казань: Казанский университет, 2010. - 64 с.

Куранов А.В. Невостребованные нефтегазовые объекты Тимано-Печорской провинции, их углеводородный потенциал и перспективы вовлечения в освоение // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2015. - Т.10. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/4/8_2015.pdf

Майдль Т.В. Литология и коллекторы продуктивных карбонатных отложений нижнего девона вала Гамбурцева // Геология и ресурсы горючих ископаемых европейского Севера СССР. - Сыктывкар: КФ АН СССР, 1989. - С. 34-46.

Майдль Т.В. Особенности строения карбонатных резервуаров ордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса // Печорский нефтегазоносный бассейн (литология, гидрогеология, нефтегазоносность). - Сыктывкар: КФ АН СССР, 1987. - С. 17-28.

Майдль Т.В. Цикличность глинисто-доломитовой продуктивной толщи нижнего девона вала Гамбурцева // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. - Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1992. - С. 29-35.

Майдль Т.В., Жемчугова В.А., Наумчев Ю.В. Геохимические предпосылки выделения предфранского несогласия в девонском разрезе Тимано-Печорского осадочно-породного бассейна // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. - 2018. - №9. - С. 30-38. DOI: [10.19110/2221-1381-2018-9-30-38](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-30-38)

Майдль Т.В., Котик И.С. Литолого-геохимическая характеристика проявления силурийского изотопного события Мульде в разрезе р. Падимейтивис (поднятие Чернова) // Геодинамика, вещество, рудогенез восточно-европейской платформы и ее складчатого обрамления: материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. - Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. - С.105-107.

Мартынов А.В. Литолого-фациальные и палеотектонические критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России: материалы XIII Геологического съезда РК. - Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1999. - Т. III. - С. 81-84.

Маслова Е.Е. Условия формирования и особенности строения нижнедевонских карбонатных резервуаров северо-востока Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2022. - №2. - С. 5-13. DOI: [10.33285/2413-5011-2022-2\(362\)-5-13](https://doi.org/10.33285/2413-5011-2022-2(362)-5-13)

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. - Мн.: БГУ, 2000. - 255 с.

Минич А.А., Рыкус М. В. Новые данные о геологической неоднородности карбонатного коллектора и их использование для оптимизации системы разработки Осоевского месторождения (Тимано-Печорская провинция) // Нефтегазовое дело. - 2016. - Т.14. - №3. С.17-25. - <http://ngdelo.ru/files/ngdelo/2016/3/ngdelo-3-2016-p17-25.pdf>

Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В., Ларионова З.В., Ласкин В.М., Галкина Л.В., Довжикова Е.Г., Ермакова О.Л., Костыгова П.К., Куранова Т.И., Москаленко К.А., Панкратов Ю.А., Петренко Е.Л., Попова Е.В., Сурина А.И., Шабанова Г.А. Атлас геологических карт «Тимано-Печорский седиментационный бассейн». Масштаб 1:2500000. - Ухта: ТП НИЦ, 2000. - 63 с.

Патрунов Д.К. Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. - Свердловск: Недра, 1980. - С. 3-26.

Сотникова А.Г. Варандей-Адзвинский авлакоген: зоны нефтегазоаккумуляции в карбонатных среднеордовик-нижнедевонских отложениях и приоритетные направления

геологоразведочных работ на углеводородное сырьё (суша, Печороморский шельф) // Геология нефти и газа. - 2009. - №2. - С. 10-21.

Танинская Н.В. Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонских отложениях Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2010. - Т.5. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/2/52_2010.pdf

Тарбаев Б.И., Садов С.Л., Никонов Н.И. Вероятностный геолого-экономический анализ поисково-разведочных работ на нефть и газ. - Сыктывкар: Коми НИЦ УрО РАН, 2010. - 217 с.

Теплов Е.Л., Костыгова П.К., Никитина О.Т. Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции. - СПб: Реноме, 2011. - 285 с.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. - М.: Недра, 1980. - 463 с.

Чехович П.А. Карбонатные платформы в раннепалеозойских осадочных бассейнах. Седиментационные характеристики и методы изучения // Жизнь Земли. Геология, геодинамика, экология, музеология: сборник научных трудов МГУ. - М.: Изд-во МГУ. - 2010. - С. 104-132.

Юрьева З.П. Положение залежей нефти в разрезах нижнедевонских отложений (Тимано-Печорская провинция) // Геология нефти и газа. - 2015. - №3. - С. 3-13.

Davies G.R., Smith L.B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview // American Association Petroleum Geologist Bulletin. - 2006. - Vol. 90. - No. 11. - P. 1641-1690. DOI: [10.1306/05220605164](https://doi.org/10.1306/05220605164)

Dublyansky Y.V. Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features // Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. - Huntsville, AL: National Speleological Society. - 2000. - P. 292-297.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W.E. Classification of carbonate rocks // American Association of Petroleum Geologist. - 1962. - No. 1. - P. 108-121.

Ehrenberg S.N., Walderhaug O., Bjorlykke K. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion? // American Association Petroleum Geologist Bulletin. - 2012. - Vol. 96. - No. 2. - P. 217-233. DOI: [10.1306/05031110187](https://doi.org/10.1306/05031110187)

Embry A.F., Klovan J.E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island // N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. - 1971. - Vol. 19. - No. 4. - P.730-781.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. - Berlin: Springer-Verlag, 2010. - 984 p.

Gao B., Tian F., Pan R.F., Zheng W.H., Li R., Huang T.J., Liu Y.S. Hydrothermal dolomite paleokarst reservoir development in wolonghe gasfield, Sichuan Basin, revealed by seismic characterization // Water. - 2020. - Vol. 12. - No. 2. - 579 p. DOI: [10.3390/w12020579](https://doi.org/10.3390/w12020579)

Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. Editor R.N. Ginsburg. - Berlin: Springer-Verlag, 1975. - 428 p.

Klimchouk A.B. Speleogenesis, Hypogenic // Encyclopedia of Caves (Second edition). - New York: Academic Press, 2012. - P. 748-764. DOI: [10.1016/B978-0-12-383832-2.00110-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00110-9)

Loucks R.G. Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications // American Association Petroleum Geologist Bulletin. - 1999. - No. 83. - P. 1795-1834.

Loucks R.G. A Review of Coalesced, Collapsed-Paleocave Systems and Associated Suprastratal Deformation // Time in karst. - 2007. - Vol. 36. - No. 1. - P. 121-132. DOI: [10.3986/ac.v36i1.214](https://doi.org/10.3986/ac.v36i1.214)

Lucia F.J. Carbonate reservoir characterization. - Berlin: Springer-Verlag, 1999. - 226 p.

Moore C.H. Carbonate diagenesis and porosity. - Amsterdam: Elsevier, 1989. - 338 p.

Nelson R. Geologic analysis of naturally fractured reservoirs (2nd ed.). - Boston: Elsevier, 2001. - 332 p.

Palmer A.N. Distinction between epigenic and hypogenic maze caves // Geomorphology. - 2011. - No. 134. - P. 9-22. DOI: [10.1016/j.geomorph.2011.03.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.014)

Riding R., Tomas S. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? // *Sedimentology*. - 2006. - No. 53. - P. 23-34. DOI: [10.1111/j.1365-3091.2005.00751.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00751.x)

Schlager W., Reijmer J., Droxler A.W. Highstand shedding of carbonate Platforms // *Journal of Sedimentary Research*. - 1994. -No. 64. - P. 270-281.

Sherman C.E., Fletcher C.H., Rubin K.H. Marine and meteoric diagenesis of pleistocene carbonates from a nearshore submarine terrace, oahu, Hawaii // *Journal of Sedimentary Research*. - 1999. - Vol. 69. - No. 5. - P. 1083-1097.

Tucker M.E., Wright V.P. *Carbonate Sedimentology*. - Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. - 482 p.

Westphal H., Eberli G.P., Smith L.B., Grammer G.M, Kislak J. Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming // *American Association Petroleum Geologist Bulletin*. - 2004. - Vol. 88. - No. 4. - P. 405-432. DOI: [10.1306/12020301029](https://doi.org/10.1306/12020301029)

Ul'nyrov I.L., Maydl' T.V.

Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia, ulnyrov_iv@mail.ru, maydl@geo.komisc.ru

**SEDIMENTATION CONDITIONS, PETROGRAPHY AND FORMATION
OF RESERVOIR ROCKS OF THE UPPER SILURIAN CARBONATE STRATA
OF THE CHERPAYU AREA ON THE GAMBURTSEV SWELL
(TIMAN-PECHORA PETROLEUM PROVINCE)**

This article presents the results of studies of poorly investigated Upper Silurian carbonate strata of the Gamburtsev Swell using the Cherpayu area as an example. Methods of lithofacies analysis, scanning electron microscopy, data of petrophysical and geophysical studies of wells were used. In the Upper Silurian strata, nine microfacies types have been identified that characterize four facies' zones: 1) littoral and flooded coast, 2) shelf lagoon, 3) shallow-water shelf zone, and 4) shallow sublittoral open shelf environments. Reconstruction of Late Silurian sedimentation showed that sediments accumulation in the Ludlowian time occurred mainly in the accumulative silty littoral conditions, and in the Pridolian time, in the conditions of the shallows on the open sea basin, where carbonate sands and small bioherms accumulated.

Five petrotypes of reservoir rocks have been identified, differing in structural (crystal size) and petrophysical (porosity and permeability) properties. The best properties of porosity and permeability are found in dolomites with a grain size of 20-100 µm, with a shady microbial clot structure, which is characteristic of "algae laminites" (petrotypes 1 and 2). Voidness is cavity-porous-fracture with a predominance of secondary leaching voids. A successive series of important stages in the reservoirs formation of the Upper Silurian in the Cherpayu area of the Gamburtsev Swell was identified: 1) the stage of sedimentation and diagenesis, which ensured primary voidness; 2) the stage of the Middle Devonian structural transformation and the regional pre-Upper Devonian hiatus, which is associated with the formation of surface (epigene) karst, which is not currently functioning, and 3) the stages of the Ural and Pay-Khoy tectonic phases, which ensured the activation of ascending fluid flows and the development of localized and diffusely manifested porosity deep hypogene karst.

Keywords: Carbonate Upper Silurian sedimentation, formation reservoir rocks, Cherpayu area, Gamburtsev Swell, Timan-Pechora petroleum province.

References

Antoshkina A.I. *Prostranstvenno-vremennye svyazi v strukture nizhnepaleozoyskoy kaleydivoy formatsii severa Urala* [Spatial-temporal relations in the structure of the Lower Paleozoic caledonic formation of the north of the Urals]. Problemy geologii i mineralogii Syktyvkar: Geoprint, 2006, pp. 351-364.

Belonin M.D., Budanov G.F., Danilevskiy S.A., Prishchepa O.M., Teplov E.L. *Timano-Pechorskaya provintsiya: geologicheskoe stroenie, neftegazonosnost' i perspektivy osvoeniya* [The Timan-Pechora province: geological structure, petroleum potential and prospects of development]. St. Petersburg: Nedra, 2004, 396 p.

Bogdanov M.M., Sotnikova A.G., Dolmatova I.V., Lukova S.A. *Istoriya formirovaniya i prognoz razmeshcheniya zon neftegazonakopleniya v poddomanikovykh otlozheniyakh Varandey-Adz'vinskogo avlakogena (susha, Pechoromorskiy shelf)* [The history of the formation and forecast of the placement of oil and gas accumulation zones in the sub-volcanic strata of the Varandey-Adzva aulakogen (onshore, Pechoromorsky shelf)]. Geologiya nefi i gaza, 2013, no. 1, pp. 34-43.

Chekhovich P.A. *Karbonatnye platformy v rannepaleozoyskikh osadochnykh basseynakh. Sedimentatsionnye kharakteristiki i metody izucheniya* [Carbonate platforms in Early Paleozoic sedimentary basins. Sedimentation characteristics and methods of study]. Zhizn' Zemli. Geologiya, geodinamika, ekologiya, muzeologiya: sbornik nauchnykh trudov MGU. Moscow: Izd-vo MGU, 2010, pp. 104-132.

Davies G.R., Smith L.B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 2006, vol. 90, no.11, pp. 1641-1690. DOI: [10.1306/05220605164](https://doi.org/10.1306/05220605164)

Dublyansky Y.V. Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features. *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Huntsville, AL: National Speleological Society, 2000, pp. 292-297.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W.E. *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologist, 1962, no. 1, pp. 108-121.

Dushin A.S., Mel'nikov A.V., Fedorov A.I., Rykus M.V. *Novaya flyuidodinamicheskaya model' karbonatnogo kollektora mestorozhdeniya im. R. Trebsa na osnove sinteza geologicheskikh i promyslovykh dannykh* [New fluid-dynamic model of carbonate reservoir in R. Trebs field based on the synthesis of geologic and field data]. *Neftegazovoe delo*, 2016, vol. 14, no. 2, pp. 13-23.

Ehrenberg S.N., Walderhaug O., Bjorlykke K. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion? *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 2012, vol. 96, no. 2, pp. 217-233. DOI: [10.1306/05031110187](https://doi.org/10.1306/05031110187)

Embry A.F., Klovan J.E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1971, vol. 19, no. 4, pp. 730-781.

Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Second Edition. Berlin: Springer-Verlag, 2010, 984 p.

Gao B., Tian F., Pan R.F., Zheng W.H., Li R., Huang T.J., Liu Y.S. Hydrothermal dolomite paleokarst reservoir development in wolonghe gasfield, Sichuan Basin, revealed by seismic characterization. *Water*, 2020, vol. 12, no. 2, 579 p. DOI: [10.3390/w12020579](https://doi.org/10.3390/w12020579)

Klimchouk. A.B. *Speleogenesis, Hypogenic*. *Encyclopedia of Caves* (Second edition). New York: Academic Press, 2012, pp. 748-764. DOI: [10.1016/B978-0-12-383832-2.00110-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00110-9)

Klimchuk A.B. *Evolyutsionnaya tipologiya karsta* [Evolutionary typology of karst]. *Speleologiya i karstologiya*, 2010, no. 4, pp. 23-32. DOI: [10.1016/B978-0-12-383832-2.00110-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00110-9)

Kol'chugin A.N., Morozov V.P., Korolev E.A. *Litologo-mineralogicheskaya evolyutsiya karbonatnykh porod v svyazi s formirovaniem i razrusheniem rezervuarov nefti* [Lithological and mineralogical evolution of carbonate rocks in connection with the formation and destruction of oil reservoirs]. *Prioritetnye i innovatsionnye napravleniya litologicheskikh issledovaniy: materialy IX Ural'skogo litologicheskogo soveshchaniya*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 2012, pp. 80-82.

Krinari G.A. *Litogenez i mineralogiya neftenosnykh osadochnykh porod. Chast' I, stadii gipergeneza - diagenеза* [Lithogenesis and mineralogy of oil-bearing sedimentary rocks. Part I, stages of hypergenesis - diagenesis]. Kazan': Kazanskiy universitet, 2010, 64 p.

Kuranov A.V. *Nevostrebovannyye neftegazovyye ob"ekty Timano-Pechorskoy provintsii, ikh uglevodorodnyy potentsial i perspektivy vovlecheniya v osvoenie* [Unclaimed oil and gas objects in the Timan-Pechora petroleum province: potential and possibilities of involving them in the development]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2015, vol. 10, no. 1, available at: http://www.ngtp.ru/rub/4/8_2015.pdf DOI: [10.17353/2070-5379/8_2015](https://doi.org/10.17353/2070-5379/8_2015)

Loucks R.G. A Review of Coalesced, Collapsed-Paleocave Systems and Associated Suprastratal Deformation. *Time in karst*, 2007, vol.36, no.1, pp. 121-132. DOI: [10.3986/ac.v36i1.214](https://doi.org/10.3986/ac.v36i1.214)

Loucks R.G. Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 1999, no. 83, pp. 1795-1834.

Lucia F.J. *Carbonate reservoir characterization*. Berlin: Springer-Verlag, 1999, 226 p.

Makhnach A.A. *Stadial'nyy analiz litogeneza* [Stadial analysis of petrogenesis]. Minsk: BGU, 2000, 255 p.

Martynov A.V. *Litologo-fatsial'nye i paleotektonicheskie kriterii prognoza neftegasonosnosti ordoviksko-nizhnedevonskikh otlozheniy Timano-Pechorskoy provintsii* [Lithological-facies and paleotectonic criteria for predicting the oil and gas potential of Ordovician-Lower Devonian strata

of the Timan-Pechora province]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy evropeyskogo severo-vostoka Rossii: materialy KhIII Geologicheskogo s"ezda RK*. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 1999, vol. III, pp. 81-84.

Maslova E.E. *Usloviya formirovaniya i osobennosti stroeniya nizhnedevonskikh karbonatnykh rezervuarov severo-vostoka Timano-Pechorskogo neftegazonosnogo basseyna* [Conditions of formation and structural features of the Lower Devonian carbonate reservoirs of the north-east of the Timan-Pechora petroleum basin]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy*, 2022, no. 2, pp. 5-13. DOI: [10.33285/2413-5011-2022-2\(362\)-5-13](https://doi.org/10.33285/2413-5011-2022-2(362)-5-13)

Maydl' T.V. *Litologiya i kollektory produktivnykh karbonatnykh otlozheniy nizhnego devona vala Gamburtseva* [Petrolology and reservoirs of productive carbonate accumulations of the Lower Devonian of the Gamburtsev Swell]. *Geologiya i resursy goryuchikh iskopaemykh evropeyskogo Severa SSSR*. Syktyvkar: KF AN SSSR, 1989, pp. 34-46.

Maydl' T.V. *Osobennosti stroeniya karbonatnykh rezervuarov ordoviksko-nizhnedevonskogo neftegazonosnogo kompleksa* [Structural features of carbonate reservoirs of the Ordovician-Lower Devonian oil and gas complex]. *Pechorskiy neftegazonosnyy basseyn (litologiya, gidrogeologiya, neftegazonosnost')*. Syktyvkar: KF AN SSSR, 1987, pp. 17-28.

Maydl' T.V. *Tsiklichnost' glinisto-dolomitovoy produktivnoy tolshchi nizhnego devona vala Gamburtseva* [Cyclicality of the clay-dolomite productive strata of the Lower Devonian of the Gamburtsev Swell]. *Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo basseyna*. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 1992, pp. 29-35.

Maydl' T.V., Kotik I.S. *Litologo-geokhimicheskaya kharakteristika proyavleniya siluriyskogo izotopnogo sobytiya Mul'de v razreze r. Padimeytyvis (podnyatie Chernova)* [Petrological and geochemical characteristics of the manifestation of the Silurian isotope event Mulde in the section of the Padimeytyvis River (Chernov uplift)]. *Geodinamika, veshchestvo, rudogenez vostochno-evropeyskoy platformy i ee skladchatogo obramleniya: materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem*. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 2017, pp. 105-107.

Maydl' T.V., Zhemchugova V.A., Naumchev Yu.V. *Geokhimicheskie predposylki vydeleniya predfranskogo nesoglasiya v devonskom razreze Timano-Pechorskogo osadochno-porodnogo basseyna* [Geochemical prerequisites for the isolation of the pre-Frasnian unconformity in the Devonian section of the Timan-Pechora sedimentary rock basin]. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, 2018, no. 9, pp. 30-38. DOI: [10.19110/2221-1381-2018-9-30-38](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-30-38)

Minich A.A., Rykus M.V. *Novye dannye o geologicheskoy neodnorodnosti karbonatnogo kollektora i ikh ispol'zovanie dlya optimizatsii sistemy razrabotki Osoveyskogo mestorozhdeniya (Timano-Pechorskaya provintsiya)* [New data on the geological heterogeneity of the carbonate reservoir and their use for optimization of the development system of Osovey field (Timan-Pechora province)]. *Neftegazovoe delo*, 2016, vol. 14, no. 3, pp. 17-25. <http://ngdelo.ru/files/ngdelo/2016/3/ngdelo-3-2016-p17-25.pdf>

Moore C.H. *Carbonate diagenesis and porosity*. Amsterdam: Elsevier, 1989, 338 p.

Nelson R. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs (2nd ed.)*. - Boston: Elsevier, 2001, 332 p.

Nikonov N.I., Bogatskiy V.I., Martynov A.V., Larionova Z.V., Laskin V.M., Galkina L.V., Dovzhikova E.G., Ermakova O.L., Kostygova P.K., Kuranova T.I., Moskalenko K.A., Pankratov Yu.A., Petrenko E.L., Popova E.V., Surina A.I., Shabanova G.A. *Atlas geologicheskikh kart «Timano-Pechorskiy sedimentatsionnyy basseyn»*. *Masshtab 1:2500000* [Atlas of geological maps "Timan-Pechora sedimentation basin". Scale 1:2500000]. Ukhta: TP NITs, 2000, 63 p.

Palmer A.N. Distinction between epigenic and hypogenic maze caves. *Geomorphology*, 2011, no. 134, pp. 9-22. DOI: [10.1016/j.geomorph.2011.03.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.014)

Patrunov D.K. *Sedimentatsionnye tipy porod, obstanovki osadkonakopleniya i tsiklichnost' litoral'nogo kompleksa karbonatnykh i karbonatno-glinistykh otlozheniy silura i nizhnego devona* [Sedimentary rock types, sedimentation environments, and cyclicality of the littoral complex of carbonate and carbonate-clay rocks of the Silurian and Lower Devonian]. *Siluriyskie i nizhnedevonskie otlozheniya ostrova Dolgogo*. Sverdlovsk: Nedra, 1980, pp. 3-26.

Riding R., Tomas S. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology*, 2006, no. 53, pp. 23-34. DOI: [10.1111/j.1365-3091.2005.00751.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00751.x)

Schlager W., Reijmer J., Droxler A.W. Highstand shedding of carbonate Platforms. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, no. 64, pp. 270-281.

Sherman C.E., Fletcher C.H., Rubin K.H. Marine and meteoric diagenesis of pleistocene carbonates from a nearshore submarine terrace, oahu, Hawaii. *Journal of Sedimentary Research*, 1999, vol. 69, no. 5, pp. 1083-1097.

Sotnikova A.G. *Varandey-Adz'vinskiy avlakogen: zony neftegazonakopleniya v karbonatnykh sredneordovik-nizhnedevonskikh otlozheniyakh i prioritetye napravleniya geologorazvedochnykh rabot na uglevodorodnoe syr'e (susha, Pechoromorskiy shelf)* [Varandey-Adzva aulacogen: oil and gas accumulation zones in carbonate middle Ordovician-Lower Devonian composite structures and priority exploration activity for hydrocarbons (onshore, Pechora sea shelf)]. *Geologiya nefti i gaza*, 2009, no. 2 pp. 10-21.

Taninskaya N.V. *Sedimentologicheskie kriterii prognoza kollektorov v sredneordovikskono-nizhnedevonskikh otlozheniyakh Timano-Pechorskoy provintsii* [Sedimentological criteria for reservoir prediction in the Middle Ordovician-Lower Devonian strata of the Timan-Pechora province]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2010, vol. 5, no. 4, available at: http://www.ngtp.ru/rub/2/52_2010.pdf

Tarbaev B.I., Sadov S.L., Nikonov N.I. *Veroyatnostnyy geologo-ekonomicheskiy analiz poiskovo-razvedochnykh rabot na nef't i gaz* [Probabilistic geological and economic analysis of oil and gas exploration]. Syktyvkar: Komi NTs UrO RAN, 2010, 217 p.

Teplov E.L., Kostygova P.K., Nikitina O.T. *Prirodnye rezervuary neftegazonosnykh kompleksov Timano-Pechorskoy provintsii* [Natural reservoirs of oil and gas composite structures of the Timan-Pechora province]. St. Petersburg: Renome, 2011, 285 p.

Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. Editor R.N. Ginsburg. Berlin: Springer-Verlag, 1975, 428 p.

Tucker M.E., Wright V.P. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990, 482 p.

Wilson Dzh.L. *Karbonatnye fatsii v geologicheskoy istorii* [Carbonate facies in geological history]. Moscow: Nedra, 1980, 463 p.

Westphal H., Eberli G.P., Smith L.B., Grammer G.M, Kislak J. Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 2004, vol. 88, no. 4, pp. 405-432. DOI: [10.1306/12020301029](https://doi.org/10.1306/12020301029)

Yur'eva Z.P. *Polozhenie zalezhey nef'ti v razrezakh nizhnedevonskikh otlozheniy (Timano-Pechorskaya provintsiya)* [Position of oil pools in the sections of the Lower Devonian strata (the Timan-Pechora province)]. *Geologiya nef'ti i gaza*, 2015, no. 3, pp. 3-13.

Zhemchugova V.A. *Aktual'nye nauchno-tekhnicheskie problemy razvitiya geologo-geofizicheskikh, poiskovo-razvedochnykh i promyslovykh rabot v Respublike Komi* [Actual scientific and technical problems of the development of geological and geophysical, prospecting, exploration and fishing operations in the Komi Republic]. Moscow: Izdatel'stvo MGGU, 2002, 243 p.

Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. *Nizhniy paleozoy Pechorskogo neftegazonosnogo basseyna (stroenie, usloviya obrazovaniya, neftegazonosnost')* [The Lower Paleozoic of the Pechora petroleum basin (structure, conditions of formation, petroleum content)]. Moscow: Izdatel'stvo Akademii gornyykh nauk, 2001, 109 p.

