

УДК 551.352 (470.13)

ФАЦИИ ОТМЕЛИ СРЕДИ ОТЛОЖЕНИЙ ОВИНПАРМСКОГО ГОРИЗОНТА ЛОХКОВСКОГО ЯРУСА. НИЖНИЙ ДЕВОН, ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА

© 2014 г. В. Г. Кузнецов, Л. М. Журавлева

Российский государственный университет нефти и газа

1199991, г. Москва, Ленинский просп., 65

E-mail: vgkuz@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.11.2013 г.

Дана литологическая характеристика известняков овинпармского горизонта, отмечено его циклическое строение. Изучение текстур, структур, в формировании которых весьма значительная роль принадлежит жизнедеятельности различных организмов, в том числе цианобактериям, позволил предположить, что район Варандей-Адзвинской структурной зоны в овинпармское время лохковского века раннего девона представлял собой крайне мелководную отмель открытого шельфа Уральского палеоокеана, где сформировались литоральные и сублиторальные карбонатные осадки. Циклическое строение разреза овинпармского горизонта обусловлено периодическими изменениями поставки глинистого и, частично, алевритового материала. Установлен конседиментационный характер формирования как самой Варандей-Адзвинской зоны, так и некоторых локальных структур в ее пределах.

Ключевые слова: *известняки, бактериальные пленки, биотурбация, трещины усыхания, минеральная ассоциация, циклиты, открытый шельф, литораль, сублитораль.*

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Карбонатные отложения ордовика–нижнего девона залегают в пределах Тимано-Печорской синеклизы на больших глубинах (до 3.5–4 км и более) и представляют интерес как один из новых перспективных на нефть и газ комплексов. Изучение его состава и строения возможно лишь по материалам бурения глубоких скважин, количество которых пока относительно ограничено и которые локализованы в пределах отдельных разведочных площадей. Вместе с тем, общие реконструкции условий образования отложений комплекса и составляющих его отдельных стратиграфических подразделений в пределах синеклизы уже проведены А.И. Антошкиной и др. [1], В.И. Жемчуговой [3, 4], Н.В. Танинской [12].

Настоящая работа посвящена выяснению условий образования одного из стратиграфических подразделений комплекса, а именно, – овинпармского горизонта лохковского яруса нижнего девона северной части Варандей-Адзвинской структурной зоны (рис. 1). Основные сведения по нему были получены при литологических исследованиях керн скважин и дополнены анализом результатов геофизических исследований скважин.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД ОВИНПАРМСКОГО ГОРИЗОНТА

При микроскопических исследованиях выяснилось, что в структурном отношении карбонат-

ные породы достаточно однообразны, в абсолютном большинстве случаев в них отчетливо преобладает микрозернистый материал. Вместе с тем, по текстурным показателям породы достаточно разнообразны. Поэтому подразделение пород было произведено на основе их состава (алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки, “чистые” известняки), а карбонатные породы, в свою очередь, подразделены далее, в значительной степени по их структурно-текстурным характеристикам. В итоге было выделено 12 литологических типов и разновидностей пород, среди которых 7 – карбонатные.

Известняки микритовые узловато-слоистые и узловато-слоистые глинистые серые, светло-серые, буровато-серые, с неравномерной пятнистой, окраской, что определяется узловато-слоистой текстурой, иногда с обильным, мелко перебитым органическим детритом. Светлые участки породы имеют однородную микрозернистую, а нередко и пелитоморфную структуру (рис. 2а, б). В некоторых случаях они представляют собой скопления микро-сгустков пелитоморфного кальцита размером 0.02–0.04 мм, связанных между собой микрозернистым кальцитом (рис. 2в). Более темные участки имеют обычно тонко- и микрозернистую структуру, но карбонатная основная масса содержит также глинистый материал, обогащенный рассеянным органическим веществом. В шлифах эти участки представляют собой тонко- и микрослоистые прослои, линзочки без какой-либо отчетливой ориентировки с неровными извилистыми границами (рис. 2г).

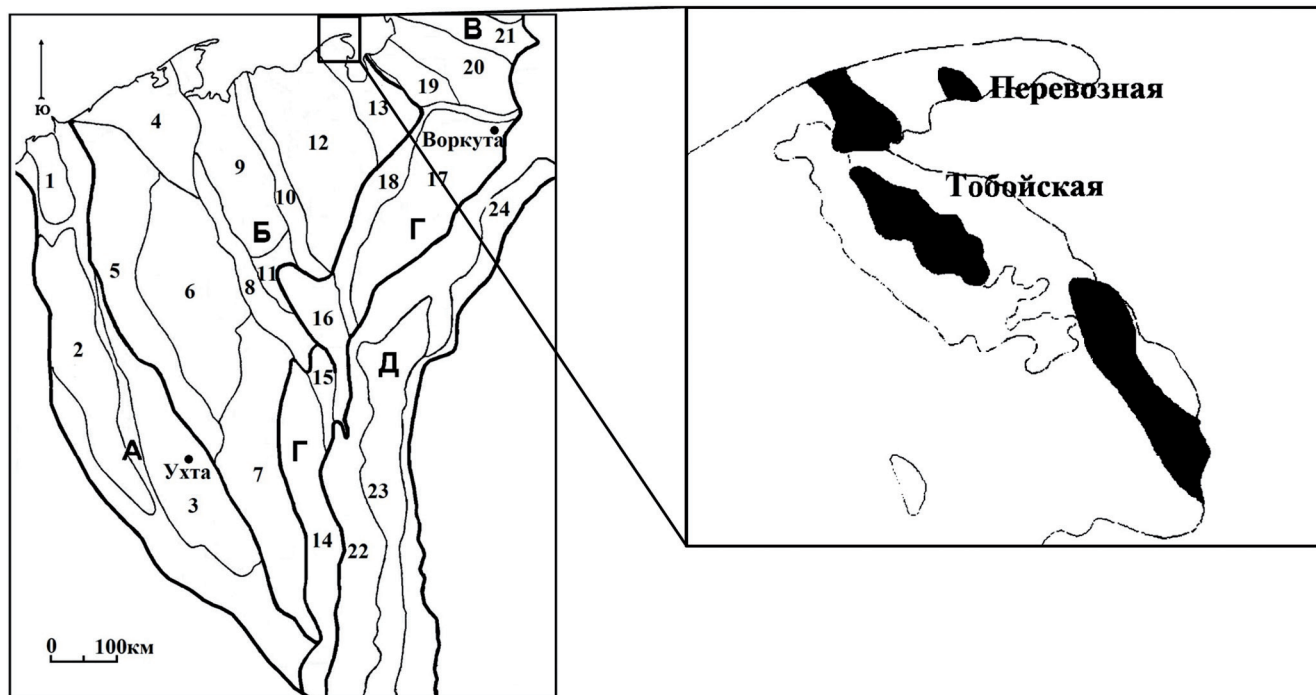


Рис. 1. Положение района исследований в пределах Тимано-Печорской синеклизы.

Крупнейшие тектонические структуры: А – Тиманская гряда, Б – Печорская синеклиза, В – Предновоземельский краевой прогиб, Г – Предуральский краевой прогиб; крупные тектонические структуры: 1 – Канино-Северо-Тиманский мегавал, 2 – Цилемско-Четласский мегавал, 3 – Восточно-Тиманский мегавал, 4 – Малоземельско-Колгуевская моноклираль, 5 – Нерицкая моноклираль, 6 – Ижемская впадина, 7 – Омра-Лузская седловина, 8 – Печоро-Кожвинский мегавал, 9 – Денисовский прогиб, 10 – Колвинский мегавал, 11 – Лодминская седловина, 12 – Хорейверская впадина, 13 – Варандей-Адзьвинская структурная зона, 14 – Верхнепечорская впадина, 15 – Среднепечорское поперечное поднятие, 16 – Большесынинская впадина, 17 – Косью-Роговская впадина, 18 – Поднятия Чернышева, 19 – Поднятия Чернова, 20 – Кортаихинская впадина, 21 – Пай-Хойское поднятие, 22 – Западная структурная зона, 23 – Осовая структурная зона, 24 – Восточная структурная зона.

Для глинистых участков характерно наличие доломита, кристаллики которого имеют эвгедральную форму, тонко- и микрзернистую размерность. К этим же участкам приурочены выделения пирита как в виде округлых фрамбоидов, так и правильно образованных мелких кристалликов кубической формы. Количество подобных обогащенных глинистым материалом участков различно. В тех случаях, когда их много, породы этого типа обособляются в подгруппу глинистых разностей.

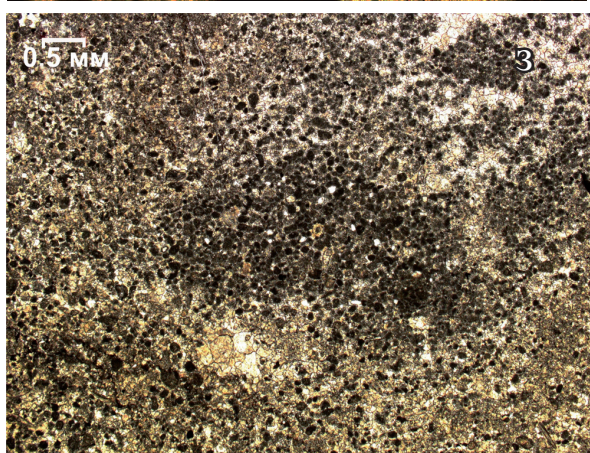
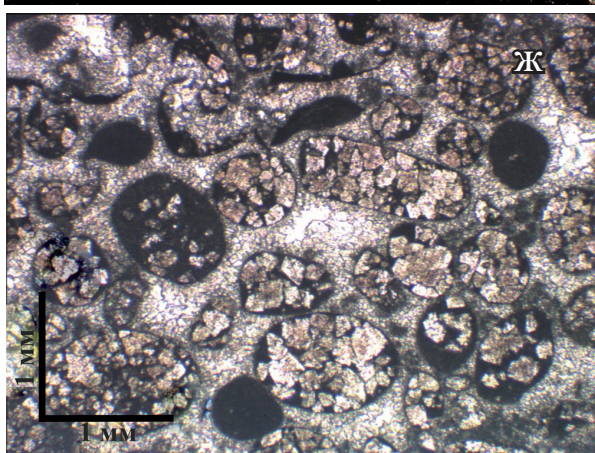
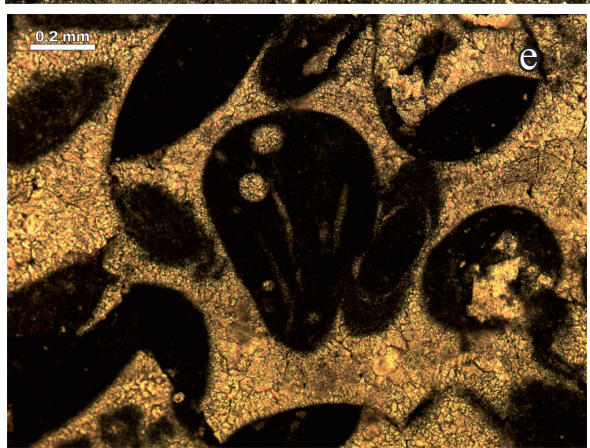
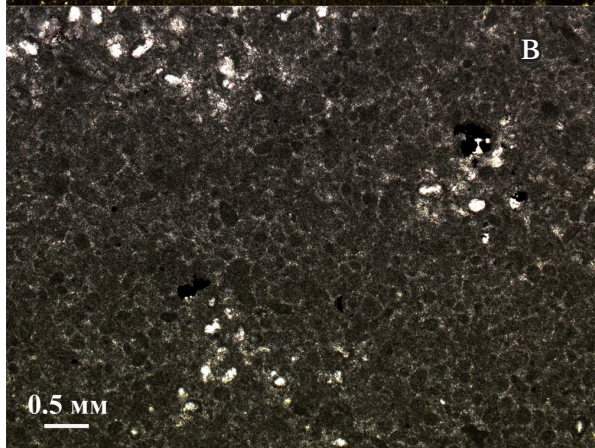
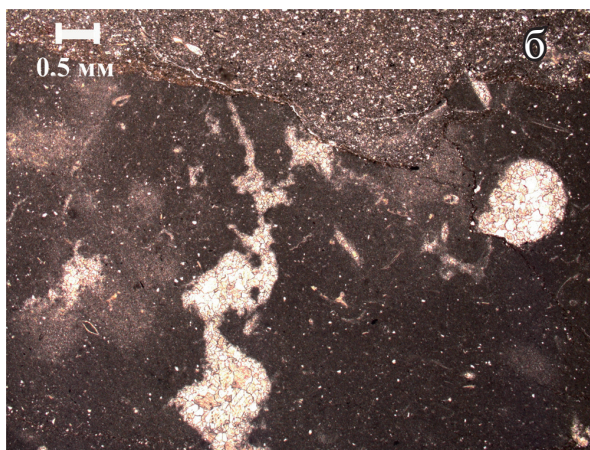
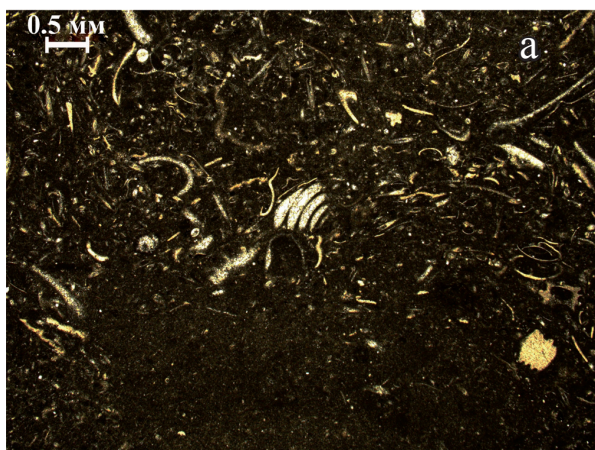
Биота узловато-слоистых известняков количественно скудна, но качественно разнообразна. Здесь встречаются остракоды, как целые раковинки, так и их разрозненные створки, гастроподы, брахиоподы, фрагменты колоний мшанок, панцири трилобитов, членики криноидей, редко – раковинки цефалопод, а также остатки зеленых и харовых водорослей. В целых раковинках нередко геопетальные структуры (рис. 2д).

Известняки граноморфные – серые и светло-серые, включают несколько разновидностей, отличающихся составом форменных элементов – “зерен”, среди которых выявлены пеллоиды – округлые, овальные, каплевидные образования разме-

ром от 0.3 до 1.7–2 мм, с четкими ровными границами, сложенные микрзернистым и пелитоморфным карбонатом, иногда с включениями тонкоперетертого органогенного шлама (рис. 2е). Образование их, по-видимому, полигенное – имеются бактериальные микросгустки, копролиты и другие формы. В некоторых сгустках-пеллетах отмечается интенсивная доломитизация в виде хорошо образованных ромбовидных кристаллов, реже – перекристаллизация первичного кальцита (рис. 2е–з).

Другой формой зерен являются желваки водорослей и комковато-сгустковые бактериальные образования. Встречаются интракласты, представляющие собой разнообразные по размеру и очертаниям карбонатные обломки с микрзернистой, органогенно-обломочной, биоморфной структурой.

Органические остатки в граноморфных известняках достаточно разнообразны – это остракоды, гастроподы, веточки мшанок, кораллов, членики криноидей и обломки панцирей трилобитов, цефалоподы, харовые и зеленые водоросли, сгустки и корочки цианобионтов. В случаях обилия раковинного материала породы, по сути дела, имеют уже биокластовую структуру.



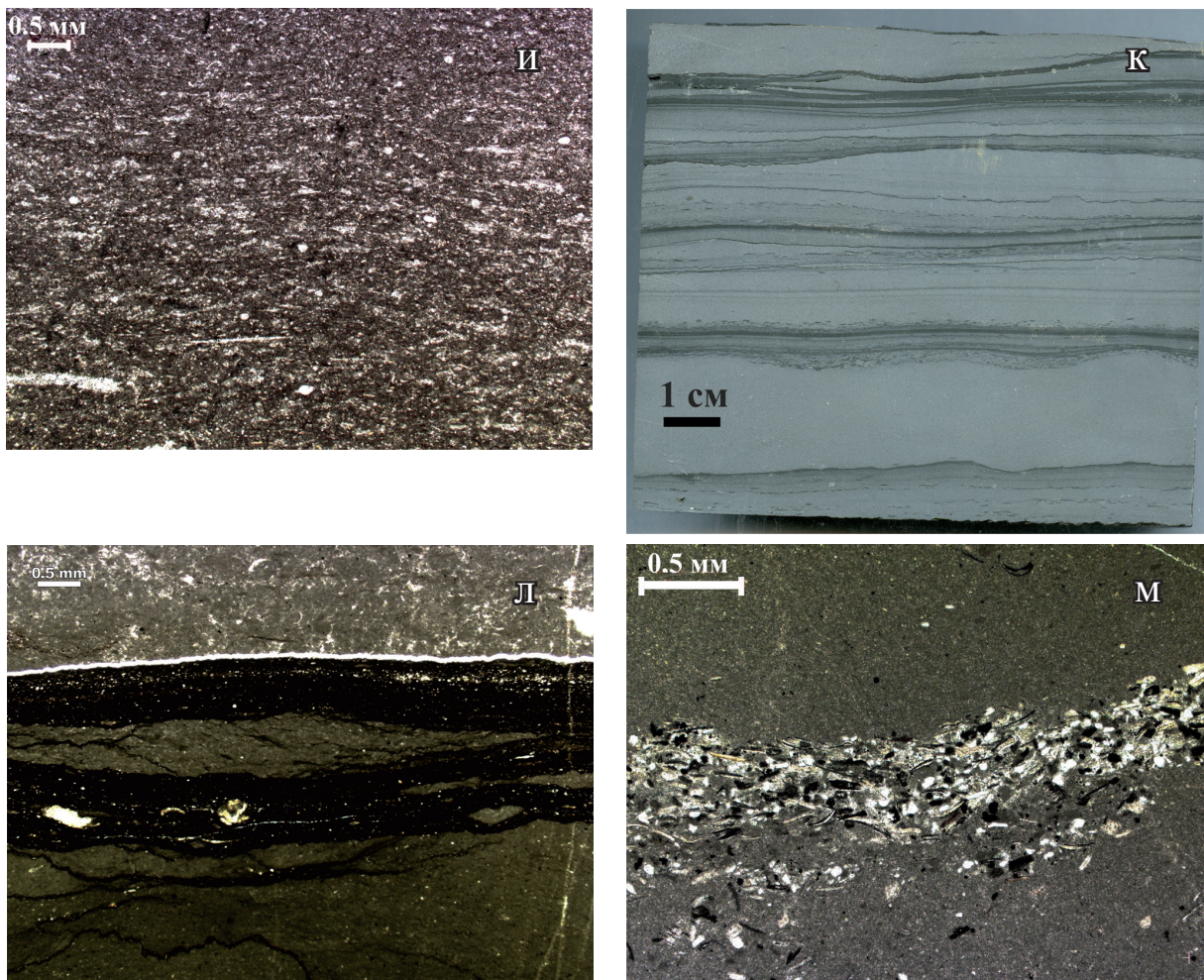


Рис. 2. Основные типы пород овинпармского горизонта.

а – известняк узловато-слоистый, скелетные обломки в карбонатном материале пелитоморфной структуры; б – известняк узловато-слоистый; пелитоморфная и микрозернистая структура основной массы; светлые округлые и неправильно удлиненные участки, выполненные яскрокристаллическим кальцитом – следы биотурбации(?); неровная поверхность (след перерыва) перекрывается тоннокристаллическим известняком с многочисленными ромбовидными кристалликами доломита; в – известняк узловато-слоистый; микросгустки пелитоморфного карбоната в тоннокристаллической массе кальцита; г – известняк узловато-слоистый; линза глинистого материала, обогащенного органическим веществом, в более светлом, “чистом” карбонатном материале; д – целая раковина брахиоподы в известняке узловато-слоистом; в выполнении внутреннего пространства раковины прослеживается несколько этапов: отчетливо видна комковато-сгустковая структура первичного карбонатного вмещающего осадка, образующего геопетальный уровень; следующая генерация – заполнение оставшегося пространства яскрокристаллическим диагенетическим кальцитом; е – известняк граноморфный; пеллоиды (частично, копролиты) сложены пелитоморфным кальцитом, сцементированы тонко- мелкозернистым кальцитом; слабая доломитизация и перекристаллизация некоторых зерен; ж – известняк граноморфный; интенсивная доломитизация зерен; з – известняк комковато-сгустковый; многочисленные сгустки пелитоморфного материала, сцементированные тонко- мелкокристаллическим кальцитом; и – известняк микро- тонкозернистый; послойное расположение микро- и тонкозернистого карбонатного материала, определяющего тонко- параллельнослоистую текстуру; к – известняк глинистый; тончайшие слои глинистого материала, обогащенного органическим веществом, переслаивающиеся с карбонатным материалом микрозернистой структуры; л – то же: глинистые микропрослои в микрозернистой, местами неясно микросгустковой карбонатной массе; в прослоях – отдельные включения кальцита и мелкие ромбики доломита; м – известняк глинистый: прослой зеленых водорослей, возможно, выполняющий микропромоину.

Известняки комковато-сгустковые обособляются, в том числе, по текстурным признакам. Это светло-серые и серые пятнистые породы, причем, чисто карбонатные участки – комки – разделяются глинистым и глинисто-карбонатным более темным материалом,

нередко образующим неясно выраженную пологоволнистую слоистость. По структуре эти комки представляют собой собрание обособленных пелитоморфных сгустков, видимо, бактериального происхождения, размером от 0.02 до 0.2 мм, причем, в пределах одно-

го комочка и даже шлифа размер этих сгустков примерно одинаков (рис. 23). Структура связующей части этих микросгустков тонко- и микрокристаллическая. Местами неяснослоистое расположение микросгустков и разделяющих их неправильно линзовидных участков яснокристаллического кальцита позволяет предполагать строматолитовую их природу. Биота этой группы известняков та же, что и описана выше, но количественно она более бедная.

Известняки микро- и тонкозернистые – серые, реже светло-серые с характерной тонко-параллельнослоистой текстурой (рис. 2и), которая подчеркивается субпараллельным расположением микро- и тонкозернистого материала, образующего извилистые линзочки длиной до 0.12 мм и толщиной до 0.06 мм, глинистыми прослойками и также ориентированным расположением удлинённых фрагментов органических остатков. Среди последних встречены остракоды, гастроподы, брахиоподы, криноидеи, трилобиты, зеленые водоросли.

Известняки глинистые от светло-серого до темно-серого цвета массивной, чаще слоистой текстуры. Структура основной массы пелитоморфная, местами неясно сгустковая, реже – микро-тонкозернистая, причем, наряду с карбонатным в породе рассеяно и глинистое вещество, значительная часть которого образует неправильные волнистые прослойки мощностью около 1 мм (рис. 2к, л). Раковинный материал в этих известняках встречается в виде детрита остракод, брахиопод, трилобитов, криноидей, чехлов зеленых водорослей и неопределимого шлама. Органические остатки относительно равномерно разбросаны в породе, но иногда образуют линзочки мощностью около 1 мм и протяженностью 5–6 мм (рис. 2м). Не исключено, что подобные карманы – это заполнение микропромоин. В глинистых прослойках, нередко с повышенным содержанием органического вещества, развивается тонко- и микрозернистый доломит в виде отдельных ромбовидных кристалликов или сплошных равномернокристаллических масс с размером кристалликов 0.03–0.04 мм.

Среди 12 выделенных структурных типов и разновидностей алевро-глинисто-карбонатные, карбонатно-алевро-глинистые породы, аргиллиты и алевролиты встречаются редко. Особенно редкими являются алевролиты.

В результате статистического анализа полученных данных (рис. 3) было установлено, что более 40% пород в составе овинпармского горизонта представлено узловато-слоистыми известняками, как “чистыми”, так и их глинистыми разновидностями. Следующими по распространённости являются граноморфные и комковато-сгустковые известняки, частота встречаемости которых соответственно 17 и 13%. Глинистые известняки, аргиллиты, алевро-глинисто-карбонатные и карбонатно-алевро-глинистые по-

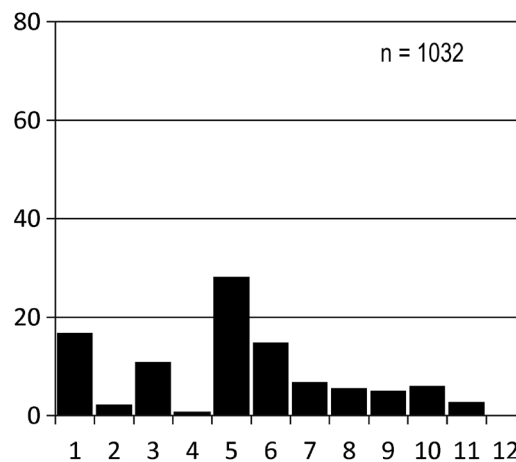


Рис. 3. Гистограмма распределения частот встречаемости основных типов пород овинпармского горизонта.

По вертикальной оси – частота встречаемости, %; по горизонтальной оси – породы разных структурных типов: 1 – известняки граноморфные, 2 – известняки комковато-сгустковые, 3 – известняки комковато-сгустковые слоистые, 4 – известняки микро- и тонкозернистые, 5 – известняки узловато-слоистые, 6 – известняки узловато-слоистые глинистые, 7 – известняки глинистые, 8 – алевро-глинисто-карбонатные породы, 9 – карбонатно-алевро-глинистые породы, 10 – аргиллиты темно-серые, 11 – аргиллиты зеленовато-серые, 12 – алевролиты.

роды встречаются в 7–9% случаев. Практически единичные находки (менее 1%) относятся к тонкозернистым известнякам и алевролитам.

Для всех типов карбонатных пород характерно обилие и даже преобладание микрозернистых и пелитоморфных структур. Практически во всех породах, как визуально, так и на микроуровне, устанавливаются следы активной биотурбации. Достаточно часто в разрезах встречаются уровни микробиальных, по-видимому, строматолитовых образований. Это тонкие изгибающиеся пленки пелитоморфного кальцита иногда с неясной микросгустковой структурой, разделенные линзовидными прослойками яснокристаллического карбоната. В составе известняков иногда встречаются неправильные прослойки глинисто-карбонатного материала, обогащенного органическим веществом (рис. 4), в которых наблюдаются эвгедральные тонко- и микрозернистые кристаллики доломита, а также кубики и фрамбоиды пирита. По-видимому, это минеральное выражение биопленок, периодически покрывавших дно водоема. Такие пленки, улавливают тончайший глинистый материал и генерируют органическое вещество. Кроме того, в их пределах создаются своеобразные геохимические условия, способствующие специфическому диагенетическому минералообразованию [5]. Наличие в битуминозно-глинисто-карбонатных прослойках кристаллов доломита, иногда ангидрита и часто пи-

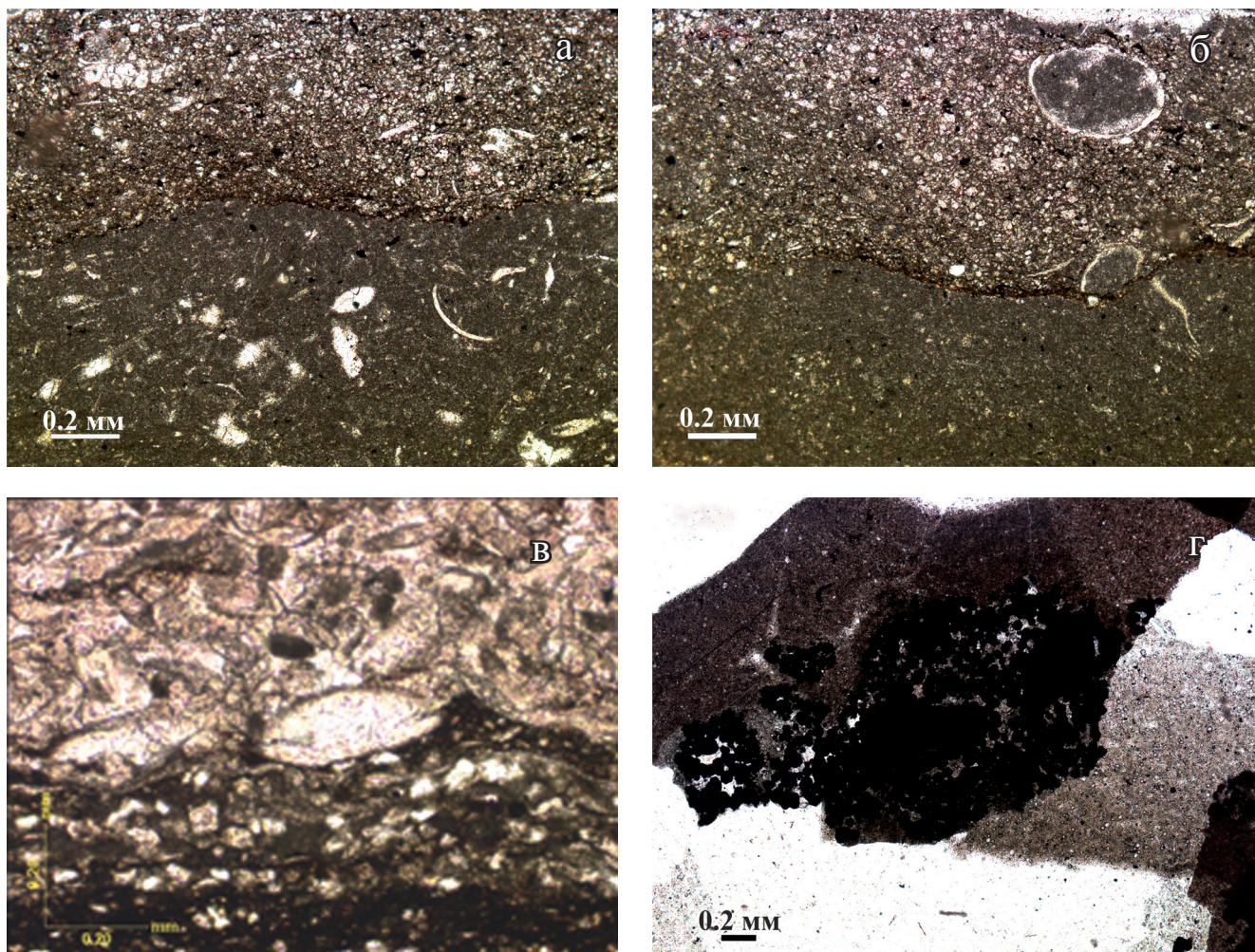


Рис. 4. Глинисто-карбонатные прослойки, обогащенные органическим материалом.

а, б – налегание глинисто-карбонатных прослоек с рассеянными кристалликами доломита на пелитоморфные известняки; контакт двух разностей неровный, видимо, фиксирует поверхность перерыва; в – эвгедральные кристаллики доломита, развитые по битуминозно-глинистому прослою; г – фрамбонды пирита в глинисто-карбонатных прослоях.

рита логично объясняется трофической структурой биопленки – цианобактериального мата, описанной Г.А. Заварзиным [6], Л.М. Герасименко и Г.Т. Ушатинской [2]. Верхний слой бактериального мата населен кислородными фототрофами, генерирующими кислород, и, что важно в данном случае, утилизирующими углекислоту, что ведет к повышению щелочности. Этому способствует также то обстоятельство, что в аноксичных условиях нижележащего слоя углерод образует метан, который и удаляется из иловых вод. Важно, что углерод соединяется в метан, а не углекислоту, что и определяет повышение щелочности. Общим следствием такого повышения является осаждение карбонатов, в том числе, магниевых, образующих доломит. Ниже в бактериальном мате располагается слой пурпурных серобактерий, деятельность которых обуславливает генерацию гипса. Наконец, в основании биомата обитают сульфат-редуцирующие бактерии, создающие не

просто восстановительную, а именно сероводородную обстановку. Наличие фрамбоидальных выделений пирита лишней раз подтверждает именно бактериальную природу их образования, а не просто результат создания восстановительной среды за счет окислительной деструкции мортмассы. Подобная схема объясняет и спорадическое появление ангидрита, не имеющего ничего общего с повышением солёности водоема. Другими словами, повышение солёности до концентрации, необходимой для химического осаждения сульфата, не происходило.

Примеры подобного минерального парагенеза с образованием доломита, сульфатов кальция и пирита описаны как в современных осадках, так и получены в результате экспериментов. Так, в работе Л.В. Зайцевой и др. [7] рассмотрены такие механизмы и процессы; опытами Д.Б. Томпсона и Ф.Г. Ферриса [16] было установлено, что бактерии *Synechococcus* sp. из не сильно минерализован-

ных сульфатных вод озера Файетвилль Грин при pH 8.5 осаждают доломит и гипс; осаждение доломита в щелочных водах озера Дин Спрингс описано П. Мейстером и др. [14]. **Диагенетическое образование** доломита в аноксических условиях установлено в Бразилии, в лагуне Вермелха [17]. Примеры симбатного развития микробиальных сообществ и формирования доломитов как в глобальном масштабе, так и в конкретных разрезах, рассмотрены ранее [9, 10].

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ОВИНПАРМСКОГО ГОРИЗОНТА

Анализ материалов геофизических исследований скважин позволяет в очень общей форме установить строение разреза овинпармского горизонта. По данным гамма-каротажа отчетливо устанавливаются две ассоциации пород: одна с низкими значениями естественной радиоактивности и вторая – с относительно повышенными значениями, отражающими несколько большее содержание глинистого материала. Подобные ассоциации-пачки закономерно чередуются в разрезе, образуя четыре циклита с относительно более глинистыми элементами в основании и более чистыми карбонатными – в верхних частях циклитов (рис. 5а). Нижние, более глинистые элементы циклитов в целом меньше верхних по мощности – от 7 до 17 м, в то время как верхние имеют мощности от 20 до 40 м. Исключением является верхний элемент 1-го циклита: он выдержан по площади и его мощность составляет 12–14 м. Наименее выдержана верхняя часть 3-го циклита, мощность которого в изученных разрезах изменяется от 18 до 34 м. Подобная интерпретация данных ГК полностью подтверждается частотой встречаемости пород разных типов в нижних (рис. 5б) и верхних (рис. 5в) элементах выделяемых циклитов.

Нижние элементы циклитов характеризуются не столько большим разнообразием пород, сколько относительно равномерным распределением отдельных их типов, где ни один не превышает 20% от общей совокупности (16% – узловато-слоистые глинистые; 13% – узловато-слоистые не глинистые; 15% – граноморфные; 8% – комковато-сгустковые известняки). Распространенность аргиллитов, алевро-глинисто-карбонатных и карбонатно-алевро-глинистых пород и известняков глинистых составляет 16%; 9%; 11% и 11%, соответственно. Только здесь, хотя и в минимальном количестве, встречены алевролиты (0.6%). В итоге, соотношение относительно чистых карбонатных пород и глинистых известняков вместе с аргиллитами в этих нижних элементах циклитов составляет 37% и 63%.

Принципиально различно это соотношение в разрезах верхних элементов, где оно составляет уже 76 и 24%. При этом очень резко (до 40%) возрастает доля чистых узловато-слоистых известняков при

столь же резком (до 14%) снижении доли их глинистых разновидностей. Содержания известняков глинистых, алевро-глинисто-карбонатных пород и аргиллитов количественно примерно одинаковы – около 3%. Представительство карбонатно-алевро-глинистых пород ничтожно (0.35%).

Описанные соотношения типов пород в выделенных циклитах, т.е. состав циклитов (рис. 6), тем не менее, не остаются постоянными. Так, от первого и второго циклита к третьему снижается содержание узловато-слоистых известняков, в том числе, их глинистых разновидностей (46, 54 и 10%) при одновременном увеличении количества комковато-сгустковых (7, 8, и 24%) и граноморфных, включая биокластовые (13, 16, и 24%). Затем, в четвертом циклите эти соотношения вновь подобны таковым в двух нижних циклитах – узловато-слоистые известняки встречены в 55% случаев; породы с глинистой примесью представлены незначительно – 8%. Одновременно третий циклит содержит относительно большее количество пород с повышенной глинистостью – 38% в совокупности. Другими словами, для третьего циклита характерна контрастность в распространенности типов пород: здесь относительно высока доля чистых граноморфных известняков и, одновременно, в нижнем элементе – глинистых и алевро-глинистых пород (около 85%).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ОВИНПАРМСКОГО ГОРИЗОНТА

В раннем девоне район Варандей-Адзвинской структурной зоны располагался в пределах достаточно обширного шельфа Уральского палеоокеана и, судя по реконструкциям Л.П. Зоненшайна и др. [8], практически в приэкваториальной зоне. Наличие хотя и относительно редкой, в том числе, стеногалинной фауны, такой как иглокожие, цефалоподы, кораллы и ее разнообразие указывают, что овинпармский водоем лохковского периода имел среднеокеаническую соленость и, в отличие от предыдущего и последующего этапов, не имел сколько-нибудь значительной изоляции от самого океана. По данным А.И. Антошкиной и ее соавторов [1], в результате раннегребенской трансгрессии позднего силура прекратилось развитие окраинно-шельфовых рифовых систем, частично изолировавших приконтинентальные части бассейна, следовательно, в овинпармское время существовал открытый шельф. Возобновилось рифообразование только в позднем лохкове, что привело к некоторой изоляции этого шельфа, где и начала формироваться вышележащая ангидрито-доломитовая толща сотчемкыртинского горизонта.

При реконструкции обстановок в данном конкретном районе важное значение имеет то обстоятельство, что среди карбонатных пород абсолют-

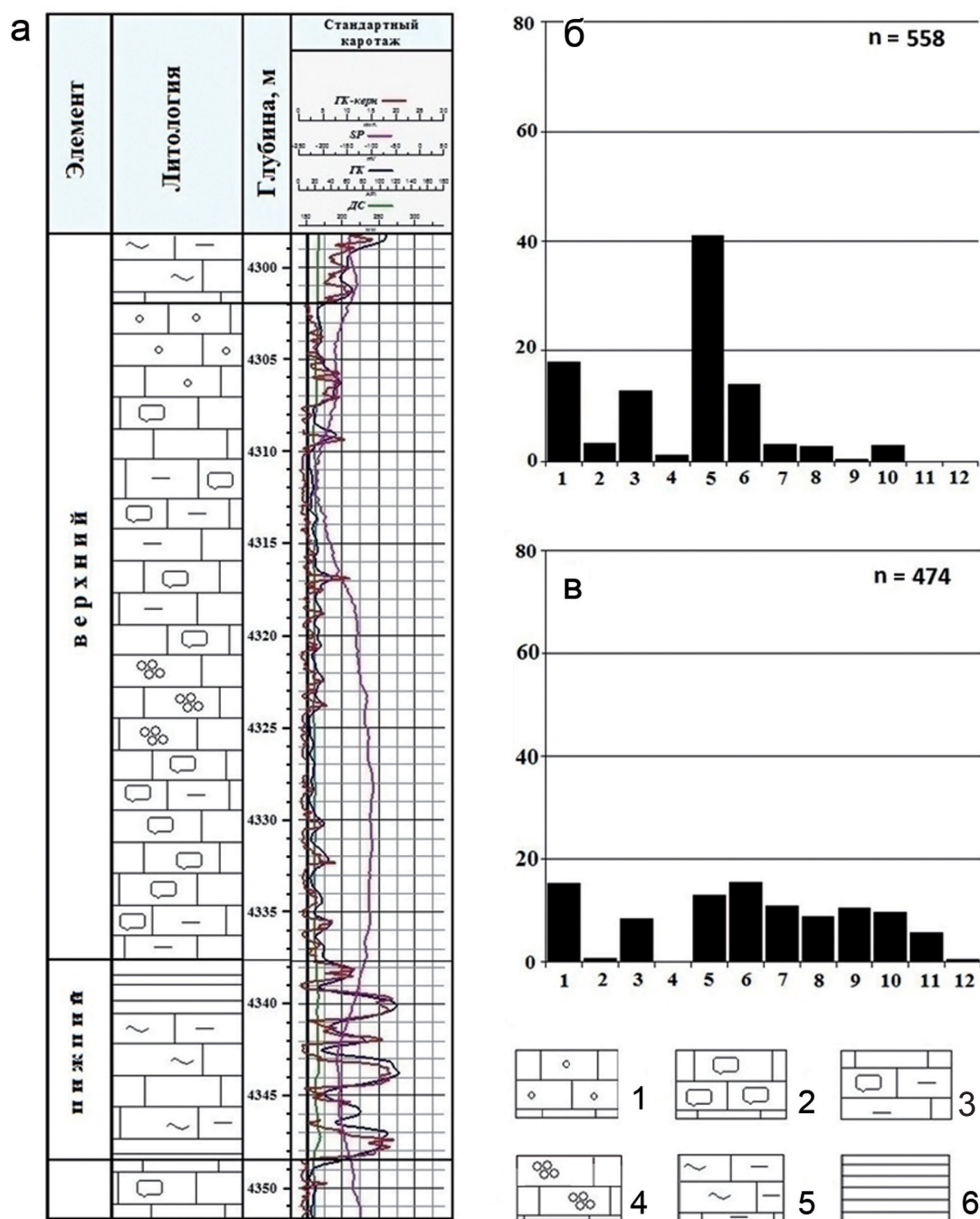


Рис. 5. Схема строения циклита овинпармского горизонта (а) и соотношение основных типов пород в его нижних (б) и верхних (в) элементах суммарно по всем скважинам.

1 — известняки граноморфные, 2 — известняки узловато-слоистые, 3 — известняки узловато-слоистые глинистые, 4 — известняки комковато-сгустковые, 5 — карбонатные породы, содержащие алевроитово-глинистую примесь, 6 — аргиллиты. Здесь и на рис. 6 типы пород (1–12) см. на рис. 3.

но преобладают микрозернистые структуры, хотя и с разными текстурами. Такие структуры свидетельствуют о низкой гидродинамической активности вод. В то же время, илистый характер грунта благоприятствовал обитанию трилобитов, остатки панци-

рей которых достаточно часты, а иногда и массовы.

Подобные условия могут возникать, по-видимому, в трех случаях.

Во-первых, это значительные глубины, когда дно водоема располагается существенно ниже ба-

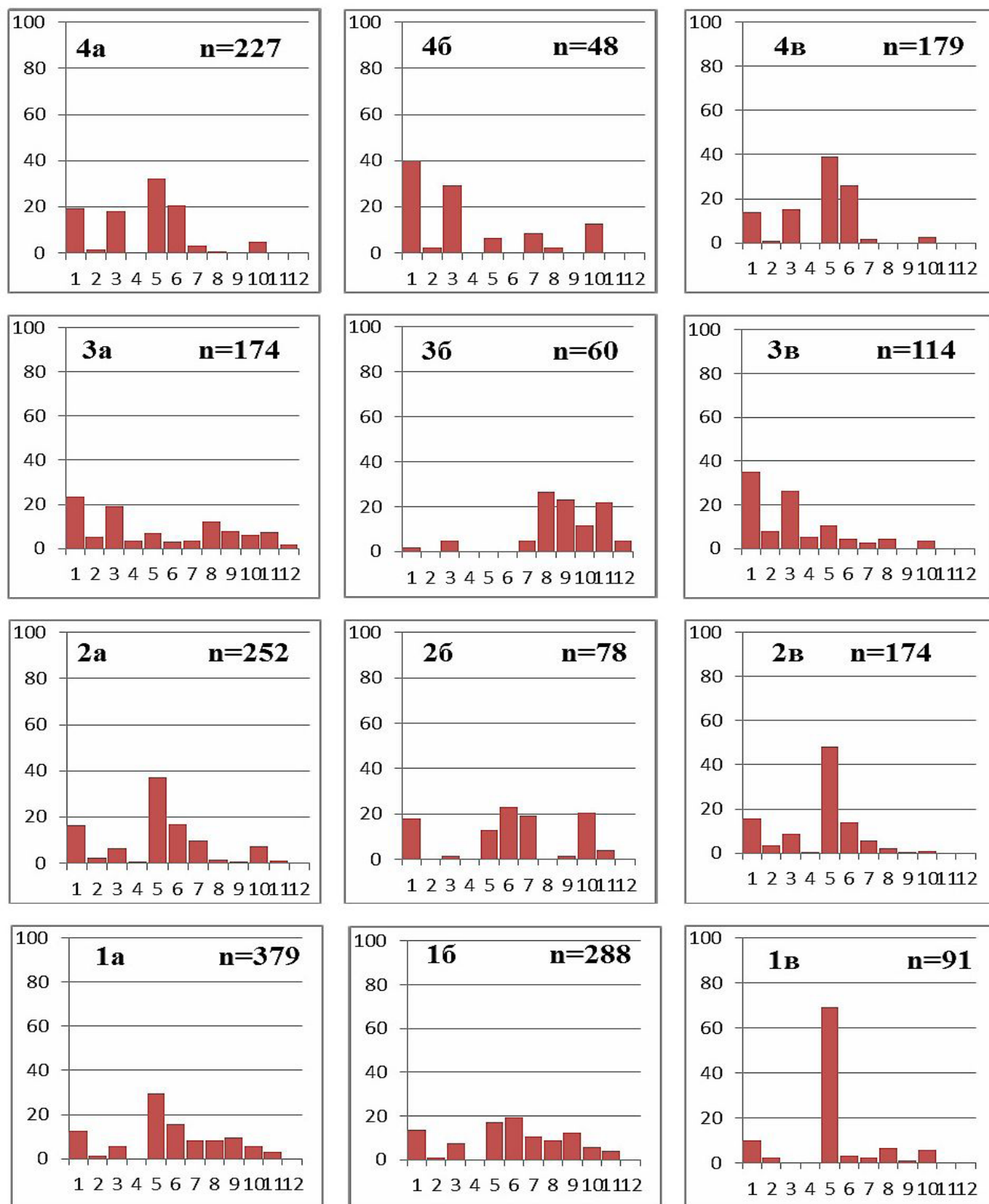


Рис. 6. Изменение соотношений отдельных типов пород по циклитам (1–4) овинпармского горизонта.

а – в целом, б – нижних, в – верхних элементов циклитов.

зиса действия волн. Однако для глубоководных и относительно глубоководных тиховодных отложений, как правило, типичны тонко-и горизонтально слоистые текстуры, в то время как в данном случае преобладают текстуры узловато-слоистые. Кроме того, значительное количество различных водорослей и наличие биопленок указывают на фотическую, мелководную в целом, область седиментации. Достаточно большая мощность отложений тоже противоречит глубоководным обстановкам. Депрессионные отложения не компенсированных осадконакоплением впадин характеризуются относительно малыми мощностями.

Во-вторых, тиховодные условия, как правило, типичны для лагун, обстановки которых обычно или, по крайней мере, часто и привлекаются для объяснения формирования подобных отложений. Однако лагуна, по самому определению, — это прибрежная, в той или иной мере отделенная от основного водоема часть моря, часто характеризующаяся в связи с этим нарушенным гидрологическим режимом — опресненным в гумидном и, напротив, осолоненным в аридном климате. В данном случае до берега — одного из элементов ограничения лагуны — достаточно далеко (не менее нескольких сотен километров), рифового барьера на бровке континентального шельфа тогда не существовало, равно как отсутствовали какие-либо ограничения на самом шельфе.

В-третьих, это крайнее мелководье, где толщина воды столь незначительна, что ее энергии даже при волнении недостаточно, чтобы предотвратить осаждение и фиксацию тонкозернистого материала, т.е. обстановки сублиторали.

Исследование карбонатной толщи овинпармского горизонта позволило высказать предположение о формировании ее в обстановке последнего типа — в условиях крайнего мелководья литоральной и сублиторальной зон эпиконтинентального морского бассейна. Узловато-слоистые, узловатые текстуры пород, пользующиеся в разрезе приоритетным развитием, далеки от правильной тонкой горизонтальной слоистости, характерной для спокойных глубоководных зон. Кроме того, значительная мощность горизонта свидетельствует о быстром осадконакоплении. Косвенным показателем крайней мелководности является интенсивная биотурбация отложений, т.к. именно в литоральных и сублиторальных обстановках наиболее широко развита инфуна. Узловато-слоистые, и комковатые текстуры также характерны для подобных обстановок (см., например, [15]).

В пользу мелководных сублиторальных обстановок, кроме структуры осадков и многочисленных следов биотурбаций, свидетельствует наличие водорослей, цианобактериальных пленок, косослоистых текстур, микропромоин и приливных каналов, а также трещин усыхания, столь характерных для

литоральной и сублиторальной зон. Эти трещины представляют собой мелкие клиновидные образования, высотой до нескольких миллиметров и шириной 0.2–0.5 мм, расположенные непосредственно под тонкими битуминозно-глинистыми неправильно слоистыми корочками, облекающими неровную поверхность подстилающих микрозернистых и пелитоморфных известняков. Подобные корочки (пропластки) достаточно часто встречаются на нескольких уровнях. Трещинки усыхания образовались, по-видимому, при очень кратковременном осушении. При последующем перекрытии экспонированной поверхности биотоп с трещинами колонизировался прежде всего цианобионтами. Последние, во-первых, улавливали и фиксировали тончайшую глинистую фракцию и, во-вторых, генерировали и поставляли в осадок органическое вещество. При этом в диагенезе создавались специфические условия формирования диагенетического доломита (см. выше). В ряде случаев биопленки непосредственно покрывают только карбонатную подложку и “зависают” над клиновидной трещиной, которая позднее заполняется яснокристаллическим кальцитом (рис. 7 а). В других случаях битуминозно-глинистая корочка (биопленка) обламывается, проваливается в трещинки и в той или иной мере заполняет ее (рис. 7б, в). Имеются также случаи, когда поверхность перерыва с трещинками усыхания перекрывается микрозернистыми известняками без биопленок (рис. 7г).

Трещины усыхания обнаружены в известняках разных структурных типов, за исключением граноморфных. Более того, они фиксируются в пределах всего разреза овинпармского горизонта, и явной их приуроченности к нижним или верхним элементам циклитов не установлено, что, по-видимому, свидетельствует об осушениях, осуществлявшихся в течение всего времени формирования толщи.

Таким образом, бактериальные пленки, развитые по микрозернистому и детритовому материалу, бактериальные комочки, встречающиеся повсеместно, широко распространенные водоросли разной групповой принадлежности и, наконец, многочисленные трещины усыхания, скорее всего, подтверждают правильность высказанного предположения о литоральных и сублиторальных условиях образования. При этом следует отметить, что широкое распространение крайне мелководных литоральных отложений — тайдалитов — вообще специфика палеозойских эпиконтинентальных отложений [13].

Специфические условия образования, а именно, — крайняя мелководность — литоральные и сублиторальные обстановки, распределение типов пород в разрезах, в общем, отличающихся от более обычного распределения в мелководных бассейнах карбонатонакопления, где оно зависит от глубины, а следовательно, и придонной гидро-

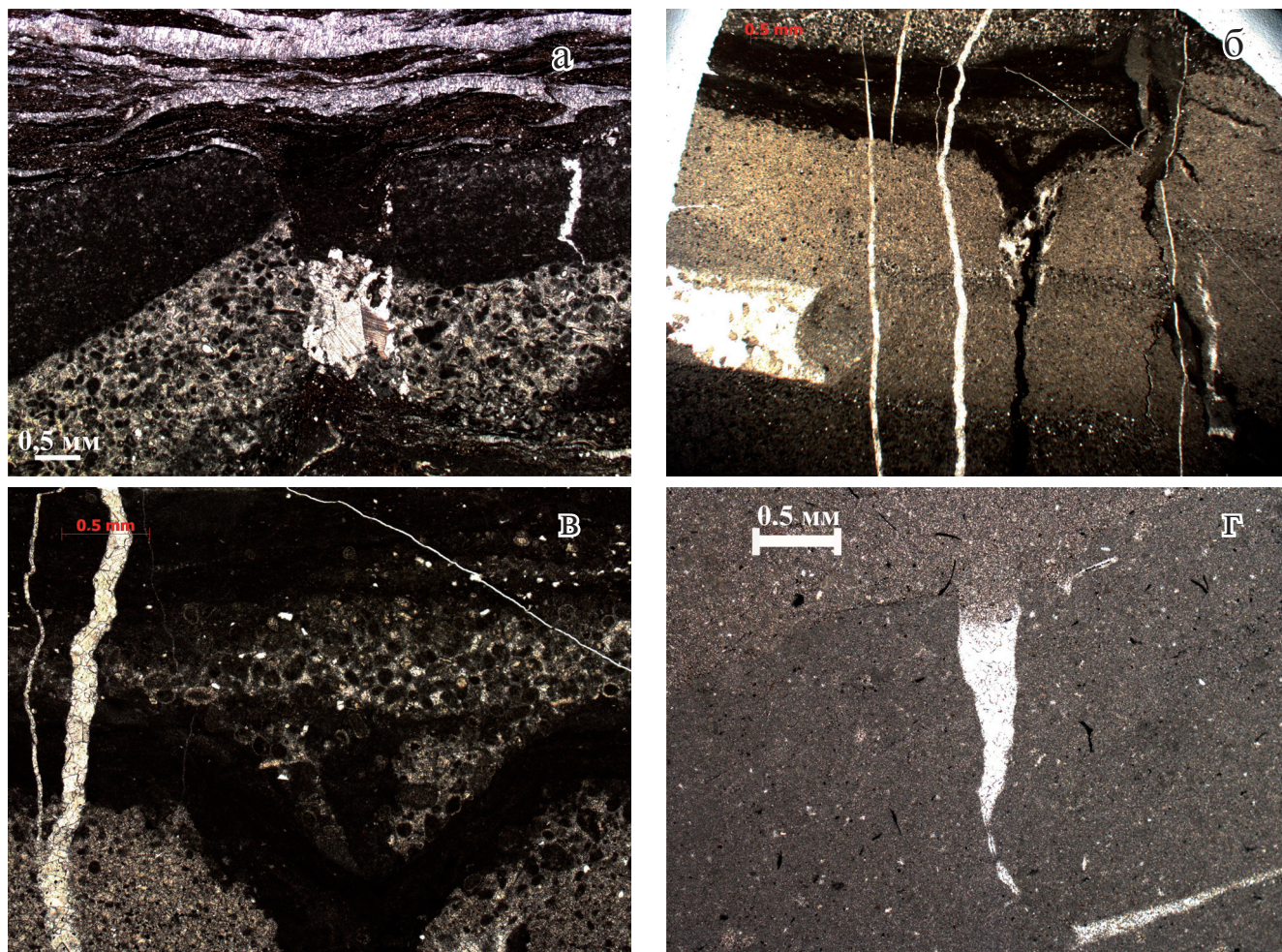


Рис. 7. Трещины усыхания и их выполнение.

а – неполное заполнение битуминозно-глинистым материалом покрывающих отложений и выполнение оставшегося пространства в трещине яснокристаллическим кальцитом; б – клиновидная трещина в пелитоморфном комковато-сгустковом известняке, поверхность известняка перекрыта глинисто-битуминозной прослойкой – минерализованной биопленкой; отмечается проседание биопленки в трещину и практически полное заполнение последней; в – то же при большем увеличении; отчетливо видны характер проседания и структура самой биопленки – микропереслаивание битуминозно-глинистых и микросгустковых известковых слоев; г – клиновидная трещина усыхания в микрозернистом известняке, перекрытая известняком микро- тонкозернистым; сама трещина заполнена яснокристаллическим кальцитом.

динамической активности, таковы, что генетическая интерпретация структурных литологических типов пород, характера цикличности и пр., далека от общепринятой, практически эталонной для мелководно-морских условий.

Интересно в этом плане объяснить природу цикличности в рассматриваемых известняках. Традиционное толкование, связанное с чередованием наборов пород за счет прогибания и подъема, трансгрессий и регрессий, а в самой общей форме – изменения глубины осадконакопления, или, как образно выразился И. Вальтер [18], – изменения расстояния от поверхности воды до дна – не применимо: глубины постоянно были крайне незначительными. Поскольку основное различие состава нижних и верхних элементов цикли-

тов заключается не в кардинальном изменении типов пород (основной фон в обоих случаях составляют узловато-слоистые известняки), а в степени глинистости, то периодическая интенсификация привноса глинистого, равно как, но в меньшей степени, и алевроитового материала и определяет описанную выше цикличность.

В более обычных мелководно-морских условиях овинпармского Тимано-Печорского шельфа этот общерегиональный фактор накладывается на изменение глубин водоема и, соответственно, смену типов пород, в данном же случае, при относительно постоянной мелководности, циклическое строение определяется только привносом глинистого материала.

Имеющиеся данные бурения не позволяют детально закартировать положение отмели,

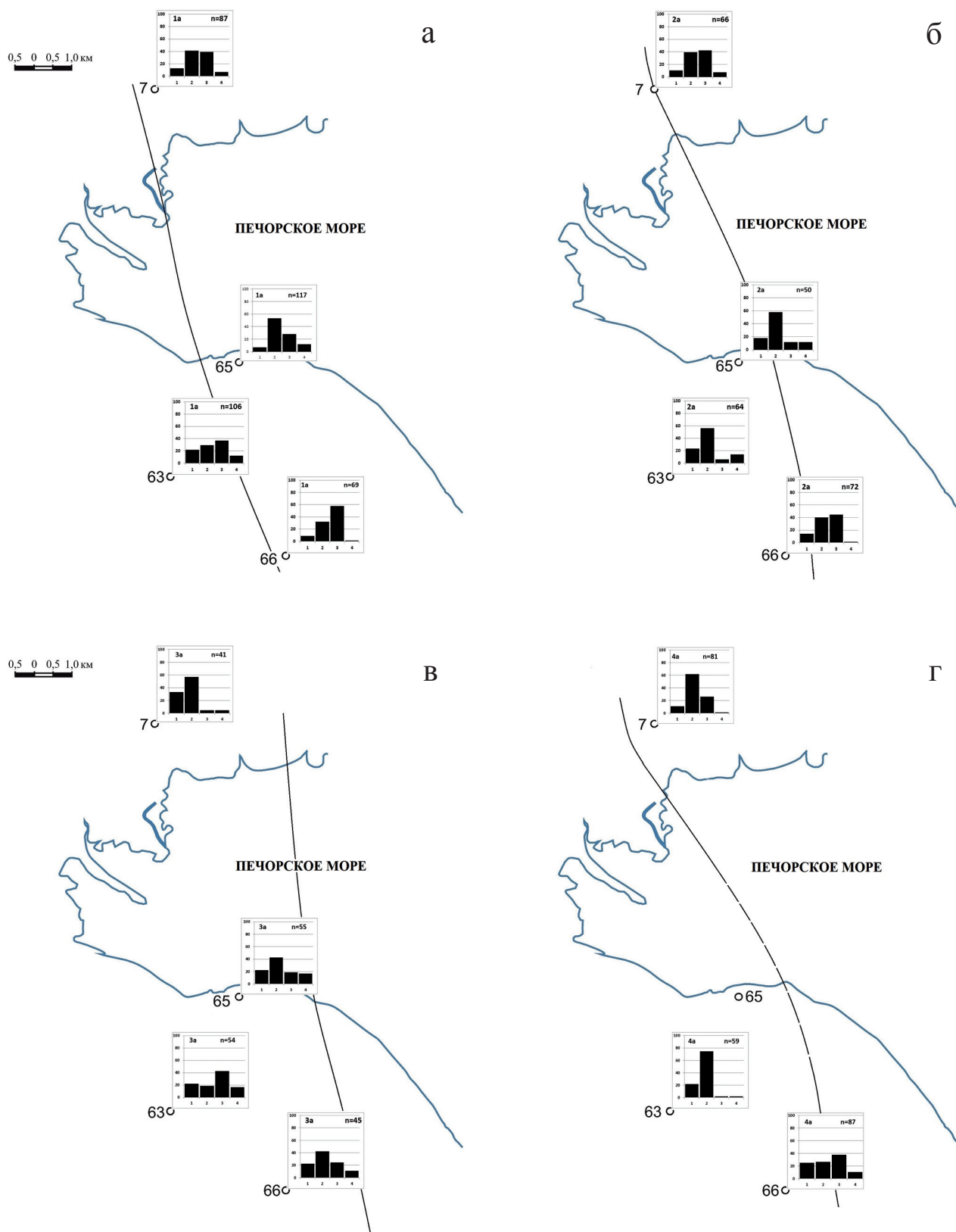


Рис. 8. Соотношение основных групп пород в циклитах овинпармского горизонта.

а, б, в, г – 1-й, 2-й, 3-й и 4-й циклиты, соответственно. Гистограммы распределения основных групп пород слева направо: 1 – известняки граноморфные, 2 – “чистые” известняки иных структур, 3 – глинистые известняки и глинисто-карбонатные породы, 4 – аргиллиты. Диагональная линия отмечает условную границу отмели (справа) и ее склонов (слева).

удается схематически наметить лишь ее западный склон и некоторые изменения его положения во времени. Вне отмели, в частности, в Хорейверской впадине в отложениях горизонта широко представлены биокластовые и биогермные известняки [11]. Поэтому увеличение количества подобных пород в пределах исследуемого района может косвенно указывать на ее склоны. Если исходить из этого положения, то район самой западной скважины 63 Тобойской постоянно находился на склоне или, точнее, в его верхней части, поскольку содержание граноморфных известняков здесь постоянно находится на уровне 20%. Во время формирования третьего циклита, отличающегося, как отмечалось выше, своим составом и строением, уровень моря поднялся, глубины стали несколько больше и, практически на всей изучаемой площади известняки такого облика составляют те же 20%. В завершающем 4-м циклите подобные обстановки склона отмели сохранялись на юге в районе Тобойских скважин 63 и 66.

ПАЛЕОСТРУКТУРА, СУЩЕСТВОВАВШАЯ ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОВИНПАРМСКОГО ГОРИЗОНТА

Специфика палеогеографической ситуации – а именно, наличие отмели с характерным для нее осадконакоплением, не позволяет проводить палеотектонические реконструкции в упрощенном варианте прямого и однозначного использования анализа мощностей отложений.

К примеру, мощности горизонта в Хорейверской впадине меньше, чем в изучаемом районе, что в “классическом” варианте должно было бы свидетельствовать о более активном прогибании Варандей-Адзвинской зоны, однако, особенности разрезов овинпармского горизонта изученного района, а именно, образование осадков в условиях крайнего мелководья, наличие внутришельфовой отмели, позволяют предполагать, что северо-восточная часть Варандей-Адзвинской структурной зоны, по крайней мере на севере, была выражена в рельефе дна и поднятие это было конседиментационным. По-видимому, уже в овинпармское время в рельефе дна были морфологически выражены и некоторые более локальные структуры. Первый, второй и четвертый циклиты в разрезах трех скважин (Тобойская 63 и 65 и Перевозная 7), пробуренных в сводовых частях современных структур, имеют примерно однотипное распределение пород, объединенных в четыре главные группы, – граноморфных известняков, “чистых” известняков других типов, известняков глинистых и алевроглинистых пород. В скважине Тобойская 66, расположенной на склоне современного поднятия это соотношение отлично: происходит отчетливое смещение в сторону увеличения глинистых разностей

известняков, что позволяет предполагать несколько большую глубину водоема в этом месте (рис. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Район Варандей-Адзвинской структурной зоны в овинпармское время лохковского века раннего девона представлял собой крайне мелководную отмель открытого шельфа Уральского палеоокеана, где сформировались литоральные и сублиторальные карбонатные осадки.

Характерным для рассматриваемых мелководных известняков является абсолютное преобладание микрозернистых и комковато-сгустковых структур и узловато-слоистых текстур, значительная биотурбация, развитие микробиальных пленок с характерной для цианобактериальных матов ассоциацией кальцита, доломита, пирита и частично ангидрита, наличие многочисленных мелких трещин усыхания – следов частых, но кратковременных осушений.

Циклическое строение разреза овинпармского горизонта обусловлено не колебанием глубины водоема, а периодическими изменениями поставки глинистого и, частично, алевроитового материала.

Фациальные реконструкции позволили установить конседиментационный характер как самой Варандей-Адзвинской зоны, так и некоторых локальных структур в ее пределах.

В микроскопическом изучении и описании пород принимали участие Л.С. Сипидина, Н.М. Скобелева, А.В. Постников, О.В. Постникова, которым авторы выражают свою признательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Сандула А.Н., Пономаренко Е.С., Шебошкин Д.Н., Шадрин А.Н., Канева Н.А. Особенности палеозойской истории Североуральского осадочного бассейна // Вестник ИГ Коми НЦ УРО РАН. 2012. № 3. С. 15–23.
2. Бактериальная палеонтология // Ред. А.Ю. Розанов. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
3. Жемчугова В.А. Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. М.: МГГУ, 2002. 244 с.
4. Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Академия горных наук, 2001. 110 с.
5. Журавлева Л.М. Доломит и ангидрит в карбонатных отложениях овинпармского горизонта лохковского яруса в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Известия вузов. Геология и разведка. 2013. № 5. С. 26–29.
6. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
7. Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. Роль цианобактерий в кристаллизации магнезиальных кальцитов // Палеонтологический журнал. 2006. № 2. С. 14–20.

8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
9. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС. 2003. 262 с.
10. Кузнецов В.Г. Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, № 4. С. 49–66.
11. Сивальнева О.В., Рапопорт А.Б. Цикличность и развитие пород-коллекторов в нижнедевонских отложениях Хорейверской впадины и Варандей-Адзвинской НГО // Тр. РГУ нефти и газа. 2013. № 2. С. 33–44.
12. 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/>
13. Ginsburg R.N. The dilemma of epicontinental peritidal carbonates // Тез. докл. 27-го МГК. М.: Наука, 1984. С. 88 – 89.
14. Meister P., Reyes C., Beamaunt W., Sfont L., Corsetti F., Nealson K. Calcium and magnesium-limited dolomite precipitation at Deep Springs Lake, California // Sedimentology. 2011. V. 58. P. 1810–1830.
15. Skompski S., Szulczewski M. Tide-dominated Middle Devonian Sequence from the Northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland) // Facies. 1994. V. 30. P. 247–266.
16. Thompson J.B., Ferris F.G. Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, magnesite from natural alkaline lake water // Geology. 1990. V. 18. P. 995 – 998.
17. Vasconcelos C., McKenzie J.A. Microbial Mediation of Modern Dolomite Precipitation and Diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil) // J. Sediment. Res. 1997. V. 67, № 3. P. 378–390.
18. Walther J. Die adamsbruecke und korallenriffe der palkstrasse // Petermanns Georg. Mitt. Bd. 102. Ergaenzungsh, 1891. S. 1–35.

Рецензент Г.А. Мизенс

Tidal (shallow) facies of Ovinparm horizon of Lokhovian Unit. Lower Devonian. Timan-Pechora syncline

V. G. Kuznetsov, L. M. Zhuravleva

Russian State University of Oil and Gas

The lithologic features of limestones of the Ovinparm horizon are given, their cyclic structure are noted. Studying of the textures and structures which were formed with very significant role of various organisms, including cyanobacteria activity, have assumed us that Varandey-Adzvin sky structural zone represented the extremely shallow open shelf of Ural Ancient Ocean. There were tidal and subtidal environments of carbonate precipitation in this part of basin. The cyclic structure of Ovinparm horizon was caused by periodic changes of delivery of clay and, partially, silt material. Consedimental character of formation both the most Varandey-Adzvin sky zone, and some local structures into its limits are established.

Key words: limestones, bacterial films, bioturbation, desiccation fissures, mineral association, cyclites, open shelf, tidal, subtidal zone.