

Бурова И.А., Шибина Т.Д., Корвет Н.А.Акционерное общество «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (АО «ВНИГРИ»), Санкт-Петербург, Россия, ins@vnigri.ru

ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТИРСКОЙ СВИТЫ НА ТЕРРИТОРИИ НЕПСКОГО СВОДА

Проведено изучение фациальной изменчивости и условий образования отложений тирской свиты, выполненное на основе исследования керна, шлифов и геофизических материалов десяти скважин. Выделены литолого-генетические типы пород, составляющие разрез скважин. Дано описание строения строматолитового тела ербогаченского горизонта. Построена седиментационно-генетическая модель формирования отложений тирской свиты и схема распространения литолого-фациальных зон, в том числе строматолитовых доломитов ербогаченского продуктивного горизонта, тирского времени на территории Непского палеоподнятия.

Ключевые слова: *тирская свита, ербогаченский продуктивный горизонт, литолого-генетические типы пород, приливо-отливные обстановки, строматолиты, седиментационно-генетическая модель, Непский свод.*

Настоящая статья посвящена изучению процессов осадкообразования и литификации осадочных пород, составляющих отложения тирской свиты тирского регионального горизонта (РГ) вендского времени. Особое внимание уделено формированию строматолитового осадочного тела, выделенного как ербогаченский продуктивный горизонт (ПГ) тирской свиты. Методом картирования поисковых геологических показателей проведена локализация ербогаченского ПГ, как перспективного объекта формирования залежей углеводородов (УВ) в северо-восточной части Непского свода.

Территория Непского свода, в основном, относится к Гаженской структурно-фациальной зоне (СФЗ) [Решения четвертого Межведомственного..., 1989]. На обозначенной территории стратиграфический разрез тирского РГ представлен отложениями тирской свиты, мощность которой колеблется от 0-5 м до 55 м. Карбонатные породы тирской свиты несогласно, участками с перерывами залегают на поверхности подстилающих их терригенных отложений непского РГ и кристаллического фундамента (Даниловская площадь - скважины 1, 71) (рис. 1).



(выполнено И.А. Буровой, Н.А. Корветом)

в тирское время на территории Гаженской СФЗ; 13 - граница области существования условий крайнего обмеления на территории Непского палеосвода; 14 - граница области распространения условий эпиконтинентального бассейна в тирское время; 15 - линии профилей.

На территории Непско-Ботуобинской антеклизы, куда входит Непский свод, в тирское время начинается эпоха биохомогенного карбонатакопления, связанного с обширным, крайне мелководным шельфовым морем гигантских размеров. Образованное эпиконтинентальное море было мелководным с ровным рельефом дна, за исключением отдельных поднятий (например, Непское палеоподнятия), характеризовалось нормальным гидрогеологическим режимом, возможно, с повышенной соленостью и повышенными значениями pH.

Судя по мощности карбонатных отложений тирского РГ, распространенного на большей части Сибирской платформы, в период их накопления происходит равномерное, устойчивое поднятие дна морского бассейна в районе современного Непского свода, где формируется неполный стратиграфический разрез тирской свиты. В восточной части Сибирской платформы, в результате постепенного опускания дна бассейна осадконакопления формируется соленосно-карбонатная формация бюкской свиты венда Березовской СФЗ. Другими словами, отложения тирского РГ формируются в режиме морской трансгрессии при продвижении приливно-отливных равнин на сушу, с юго-востока на северо-запад Сибирской платформы.

На древних шельфах происходило массовое отложение таких осадков, которые в нынешних условиях либо отсутствуют, либо развиты значительно меньше. Это относится к широкому развитию в вендско-раннекембрийское время соленосно-карбонатной формации хомогенных доломитов, которые ассоциируются с ангидритом, с доломитовыми строматолитами и доломитовыми колониями различных сине-зеленых водорослей. По мнению В.Г. Кузнецова, доломитообразование в докембрии – это биохимический процесс. Повышение солености водной среды не является непосредственной причиной осаждения доломита. Осаждение магниезиальных соединений определяется величиной pH раствора, изменение щелочности обусловлено жизнедеятельностью автотрофов, которые извлекают растворенную в воде углекислоту, продуцируют кислород и повышают pH среды. Кроме того, в ряде случаев в составе карбонатов присутствует магнезит, причем в форме настоящих магнезитовых пород [Кузнецов, 2003]. Известно из работ ряда исследователей, что магнезитовые породы в отложениях тирского РГ, располагаются в строматолитовых доломитовых толщах, иногда магнезиты имеют строматолитовую структуру. Область развития магнезит-содержащих отложений, установленная по данным глубокого бурения, прослеживается широкой полосой с юго-запада на северо-восток более чем на 700 км от среднего течения р. Непа в бассейне р. Нижняя Тунгуска до устья р. Бирюк на левобережье р. Лены [Ивлев, Пустыльников, 1982; Ивлев, Пустыльников, Чеканов, 1985; Пустыльникова, Чернова, 1991].

Огромные размеры древнего морского бассейна и биохеогенная специфика накопления карбонатного осадка, из водной морской среды, указывают на то, что при карбонатном осадконакоплении на первый план выдвигается такое понятие, как поверхность осадконакопления и процесс заполнения осадкостойкого пространства. Вопрос расположения береговой линии и источника сноса осадочного материала в этом случае не является первостепенным.

В основу исследований формирования отложений тирской свиты на территории Непского свода положены геологические данные, полученные в результате бурения десяти скважин со стопроцентным выносом керна из отложений непского, тирского, даниловского РГ венда: Могдинская - скважины 6, 7, 8; Восточно-Сугдинская - скважины 1, 2; Западно-Чонская – скв. 1; Преображенская - скважины 4, 5; Санарская - скважины 4, 5. Скважины пробурены до фундамента, что облегчило задачу сопоставления литологии поднятого каменного материала с каротажными диаграммами промысловой геофизики. При построении литолого-фациальной карты были использованы материалы ранее пробуренных скважин на территории Непского свода.

Проведенное послойное макроописание керна скважин было детализировано микроскопическим описанием карбонатных пород тирской свиты с помощью метода, разработанного во ВНИГРИ (метод больших шлифов, где площадь шлифа более 500 мм²). На основе изучения кернового материала выделены лито-генетические типы пород (ЛГТ), описание которых приведены в табл. 1. Фотографии шлифов наиболее характерных ЛГТ приводятся после табл. 1. Типизация карбонатных пород была выполнена по комплексу первичных признаков, связанных с процессами образования осадков, поэтому можно применить к выделенным ЛГТ синоним микрофация.

На территории Непского палеоподнятия в результате поступательного продвижения моря (общая трансгрессия) в тирское время устанавливаются обстановки приливно-отливных равнин, с чередованием регрессивных и трансгрессивных этапов, когда условия крайнего обмеления или отсутствия седиментации (перерывы осадконакопления) чередуются с условиями мелководного моря. Имея в виду это обстоятельство, интерпретировать условия формирования древних карбонатных отложения тирской свиты можно как прибрежно-морские фации, сформированные в режиме морской трансгрессии, при продвижении приливно-отливных равнин на «сушу» - Непский палеосвод.

Комплекс прибрежно-морских фаций (по современным наблюдениям) включает весьма разнообразные обстановки. Прежде всего, сюда относится литораль - область моря, расположенная между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. Прибрежная часть суши, располагающаяся выше уровня полного прилива, называется

надлиторалью (супралиторалью), а прибрежная часть моря, лежащая ниже уровня полного отлива – сублиторалью, то есть области мелководного участка морского шельфа, где интенсивно сказывается деятельность прибрежных волнений, прибоя [Кузнецов, 2012, стр. 80].

С помощью принципиальной схемы распределения осадков в прибрежно-морских условиях каждый выделенный литолого-генетический тип породы, описанный в геологическом разрезе тирской свиты, отнесен, с определенной долей условности, к определенной обстановке (микрофации) (рис. 2, табл. 1). Карбонатные микрофации (ЛГТ), сформированные в приливно-отливных обстановках (сублитораль - Sb, литораль - L, супралитораль - Spr), имеют свои особенности. Здесь широко развиты обломки карбонатных пород (int) – фото 7, оолиты (oolit) – фото 8, микрозернистые осадки (mik) – фото 10, терригенные обломочные зерна находятся в минимальном количестве, в виде тонких прослоев (Q) – фото 4. В условиях мелководья и осушения карбонатного осадка происходит очень быстрая его литификация. Появляются характерные текстурные особенности пород - трещины усыхания, брекчиевидность, в результате испарения морской воды образуются сульфаты, каменная соль (vodor galit) – фото 3. Появление литифицированных корочек, их дробление, трещины усыхания формируют обломочный тип карбонатной породы (oblom, int) – фото 6. Широко развиты водорослевые покровы (vodor) – фото 11, образующие, распространенные по площади и достаточно мощные водорослевые постройки. Строматолиты (биоседиментационные структуры) - «уникальные продукты жизнедеятельности синезеленых водорослей и бактерий» (strom) – фото 12, считаются хорошим признаком литоральных, приливно-отливных равнин и сублиторальных обстановок с глубинами бассейна в несколько метров (до 10 м).

В водорослевых породах отмечаются специфические пустоты, связанные с разложением органического вещества, которое ведет к образованию газовых пузырьков, сохраняющихся в осадке (vodor фото 11). В строматолитовых структурах пустоты связаны с неполным заполнением и выщелачиванием каркаса, образованного неравномерным разрастанием и наслаиванием корочек сине-зеленых водорослей.

В области супралитораля, прибрежной равнине, залегающей выше уровня нормального прилива (Spr), но покрываемой иногда морем при наиболее высоких приливах, формируются смешанные терригенно-карбонатные микрофации. Это доломиты микритовые с алевроитовой терригенной примесью (merg-alevr) – фото 1, алевролиты карбонатные (фото 4, 6, 8). Обломочный материал, в данном случае, конкретно для территории Непского палеоподнятия, мог поступать с площади разрушения останцов пород кристаллического фундамента.

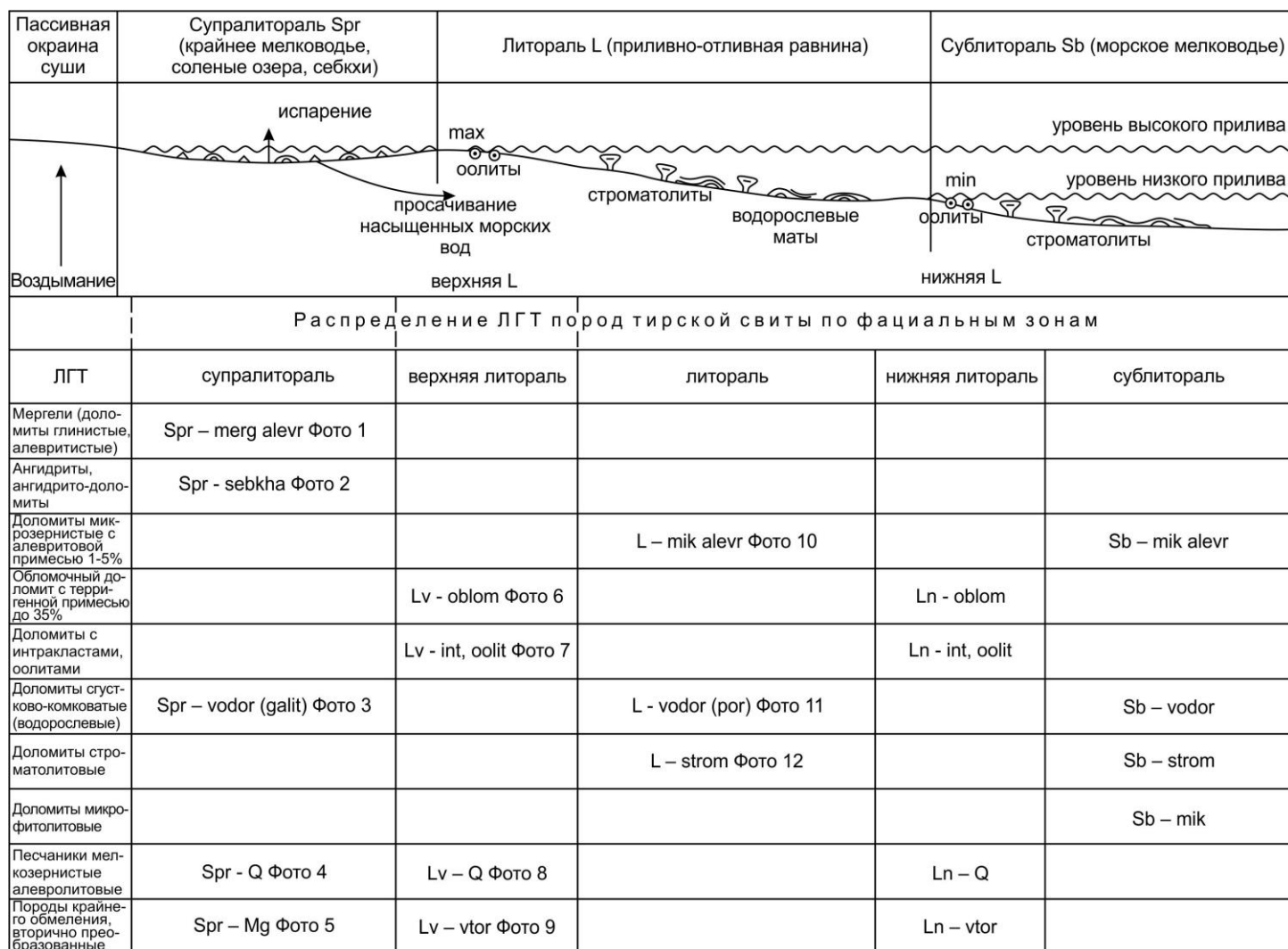
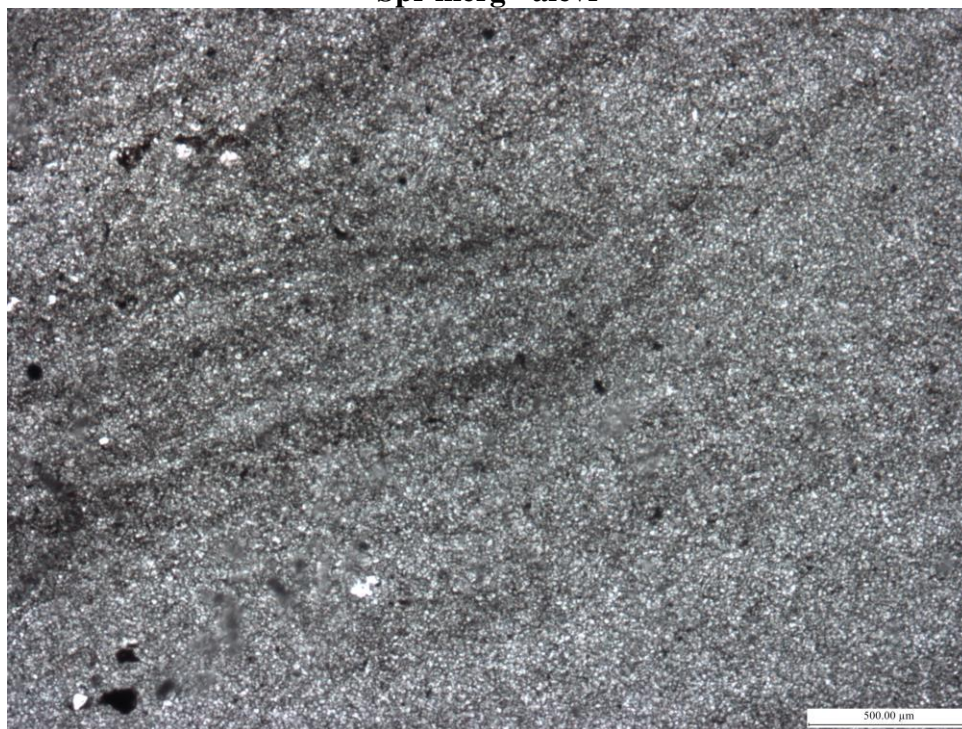


Рис. 2. Модель распределения микрофаций в прибрежно-морской обстановке шельфа эпиконтинентального докембрийского морского бассейна Непского палеоподнятия (выполнено И.А. Буровой)

1 - доломиты строматолитовые, 2 - доломиты оолитовые, 3 - доломиты микрофитолитовые. 4 - доломиты глинистые, 5 - доломиты песчаные или с примесью песчаного материала, 6 - доломиты брекчиевидные, 7 - доломиты обломочные, 8 - доломиты обломочные, 9 - доломит тонкозернистый, 10 - доломит мелко-среднезернистый, 11 - ангидрит, 12 - магнезит, 13 - граница литотипов пород, 14 - граница размыва.

Таблица 1

Литолого-генетические типы пород, выделенные в отложениях тирской свиты в скважинах, пробуренных на территории Непского свода	
Индекс микрофации	Описание ЛГТ: макроописание, микроописание
Spr-merg-alevr	Доломиты глинистые (мергели) микрозернистые с терригенной алевритовой примесью в количестве до 3-5%. Мергель светло-серый, микрозернистый, горизонтально слоистый, волнисто-слоистый, с глинистым материалом по плоскостям напластования, со структурами деформации (сжатие слойков, разрывы, микрооползания, смещение слойков, линзы), с редкими стилолитами. <i>Микроописание: доломит глинистый (25-30%), однородный, с алевритовой примесью кварца, полевого шпата, мелких чешуек слюды, кремнезема по мелким порам, с вкраплениями черного битума, черных рудных минералов. Доломит тонкозернистый, неправильно линзовидно полосчатый, с примесью зерен кварца алевритовой размерности, в количестве от 0,5-1% до 3-5%, с глинистыми прослоями (фото 1).</i>
Spr-sebkha	Доломит-ангидритовая порода средне-крупнокристаллическая, неоднородная, светло-серая, розовато-серая, неравномерно коричневатая-серая. С пятнисто-узорчатой текстурой за счет содержания прерывистых, горизонтально волнистых тонких прослоев ГОВ. С округлыми включениями и прослоями (1-2 см толщиной) ангидрита голубовато-розовато-серого. <i>Микроописание: доломит (10-50%) - ангидритовая (50-90%) порода, с порфировластовой и обломочной структурой (фото 2).</i>
Spr-vodor(galit)	Доломитовая брекчия, темно-серая, серовато-зеленоватая с розовыми оттенками и пятнами, трещиноватая, сильно кавернозная. В кавернах крупные кристаллы соли. Обломки пород плотно прилегают друг к другу (контактный тип цемента). Каверны распределены неравномерно и имеют разную форму, размер от долей мм до 3 см. <i>Микроописание: доломит водорослевый, сгустково-комковато-пятнистый, неравномерно пористо-кавернозный от 3 до 25%. Отмечаются крупные реликтовые отпечатки каменной соли (фото 3).</i>
Spr- Q	Песчаники с карбонатным цементом темно-коричневые, нефтенасыщенные, тонкозернистые, тонкослоистые, с прослоями черного ГОВ, толщина прослоев от 0,5 до 1 см, с минеральными трещинами длиной до 15 см и шириной 1-2 мм, залеченные ангидритом. <i>Микроописание: песчаник мелкозернистый кварцевого состава с карбонатным цементом порового, контактового, редко базального типа пойкилитовой структуры (фото 4).</i>
Spr-Mg	Доломит серый, розовато-серый, зеленоватый, скрыто-тонкокристаллический, участками со строматолитовой структурой, интенсивно пористо-кавернозный с зелеными прослоями хлоритовых глин. Породы неоднородная перекристаллизованная. Поры и каверны частично заполнены солью. Размер каверн от долей мм до 3-4 м. Трещины открытые или залеченные солью, горизонтальные. Текстура породы пятнистая. <i>Микроописание: магнезит мелко-среднезернистый, перекристаллизованный, с глинистым цементом (10-15%) слюдистого состава порового и пленочного типа, с пиритом 0,5%, с битумом 1-2% по порам (фото 5).</i>
L-oblom	Доломиты серые, тонко-мелкозернистые, ангидритизированные. Слоистость горизонтальная, полого-наклонная с редкими прослоями ангидритов с деформационными текстурами (разрывами, смещениями). С прослоями (5-10 см) темного аргиллита, тонкоплитчатого, с редкими мало амплитудными стилолитовыми швами. <i>Микроописание: доломит обломочный (85-90%) алеврито-песчано-гравелитовый, с прожилками и линзовидными прослоями аргиллита (10-15%) (фото 6).</i>
L-int, oolit	Доломитовая брекчия. Обломки светло-серого доломита ориентированы субпараллельно напластованию, размер обломков от 0,5 до 3 см по удлинению, угловатой, слабо вытянутой формы. <i>Микроописание: доломит тонко-мелкозернистый (0,01-0,02 мм), однородный, с включениями обломков доломита микрофитолитового (40-50%), с примесью алевритовых зерен кварца (0,5-1%), с примесью кремнезема (0,5%), с ангидритом (1-2%), с открытыми порами (3-5%) (фото 7).</i>
L-Q	Доломит серый, тонко-мелкозернистый, тонкослоистый, участками сгустково-комковатый, линзовидно-пятнистый, с нитевидными трещинами. Текстуры слоистые с элементами деформации (внедрения, смещения, сдвигов слойков). <i>Микроописание: в породе наблюдается контакт терригенной (песчаной) и ангидритодоломитовой пород. Структура песчаника зернистая, псаммитовая. Текстура породы зонально-слоистая (фото 8).</i>
L-mik (alevr)	Доломит светло-серый, микритовый, с редкими глинистыми прослоями. <i>Микроописание: доломит тонкозернистый, участками перекристаллизованный, с примесью терригенного материала (3-5%), с многочисленными тонкими прожилками и обрывками, выполненными черным ГОВ (3-5%), структура тонкозернистая, текстура однородная, с элементами пятнистой (фото 10).</i>
L-vodor(por)	Доломиты темно-коричневые, светло-серые, неравномерно нефтенасыщенные, пористо-кавернозные, тонкозернистые с тонкими глинистыми прослоями, трещиноватые. Поры и каверны развиты по всему слою, особенно в светло-сером доломите, размер пор от долей мм до 1-2 см, щелевидной формы. <i>Микроописание: доломит мелкозернистый, сгустково-комковатый, со стилолитовыми швами, выполненными черным органическим веществом, пористый (10-15%), трещиноватый (фото 11).</i>
L strom	Доломит светло-коричневый, светло-серый, строматолитовый. Строматолиты столбчатого типа (размер столбиков от 1-2 см до 15 см), пористо-кавернозный. Поры и каверны подчеркивают строматолитовую структуру. <i>Микроописание: доломит водорослевый, сгустково-комковато-пятнистый (45-50%), возможно строматолитовый, с узорчато-кавернозно-пористым межформенным крупно-среднезернистым доломитовым цементом 50-55%, открытая пористость 2-3% (фото 12).</i>

Spr merg - alevr**Фото 1. Шлиф 27, Западно-Чонская скв. 1, глубина 1865,76 м**

Доломит тонкозернистый, с линзовидно-полосчатыми разводами, с редкой примесью зерен кварца алевритовой размерности. Коричневый битум содержится в пленках вокруг зерен доломита неравномерно, тонкими линзовидными прослойками.

В результате испарении морской воды, образуется сульфатно-солевая корка (Spr-sebkha) – фото 2. Сульфаты находятся в виде прожилков, стяжений, крупных кристаллов, по трещинам усыхания. Повышенная концентрация растворов за счет испарения просачивающихся через себховые осадки морских вод вела к увеличению отношения магния к кальцию в оставшихся рассолах. Образованные рассолы, взаимодействуя с карбонатными илами, способствовали их доломитизации с образованием доломитовых зонарных кристаллов с более темным ядром, содержащим пелитовые частицы илового материала, или магнезита (Spr-vtor) – фото 5, 9. Эти же явления смены состава и минерализации вод в моменты осушения вели к частичному растворению ранее сформировавшихся гнезд сульфатов и образованию брекчий обрушения, замещению сульфатов и частично карбонатов новообразованными минеральными компонентами.

Spr – sebkha

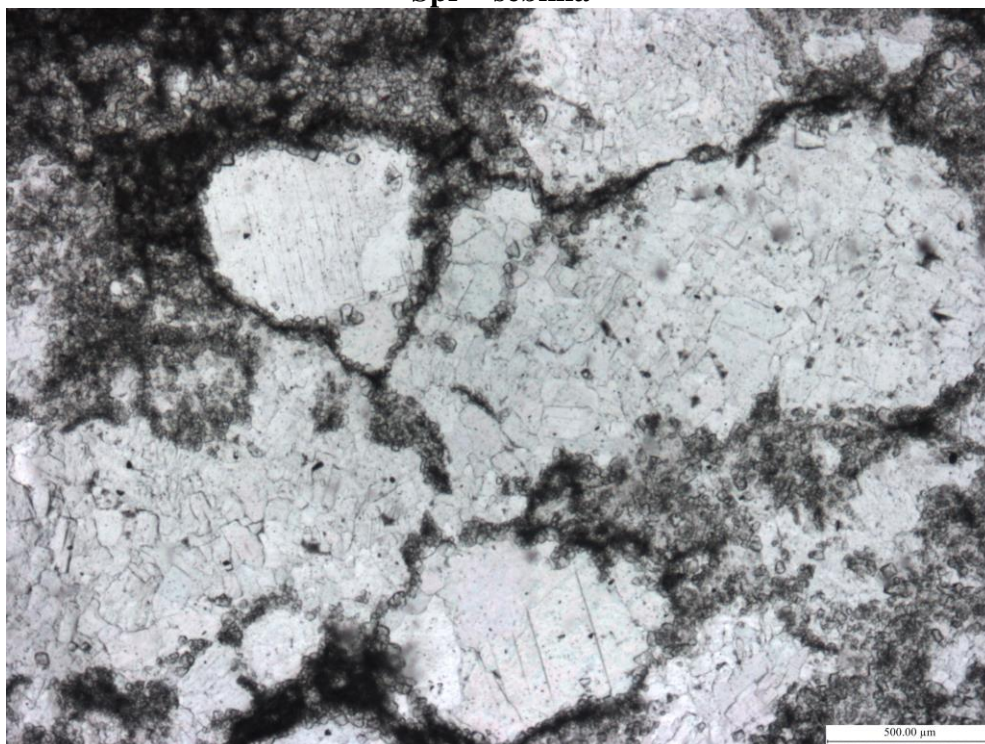


Фото 2. Шлиф 29, Восточно-Сугдинская скв. 1, глубина 1966,6 м

Доломит (10-50%) - ангидритовая (50-90%) порода, с порфировластовой и обломочной структурой. Некоторые комки-обломки нацело замещены монокристаллическим ангидритом, содержащим вкрапления пирита.

Spr – vodor (galit)

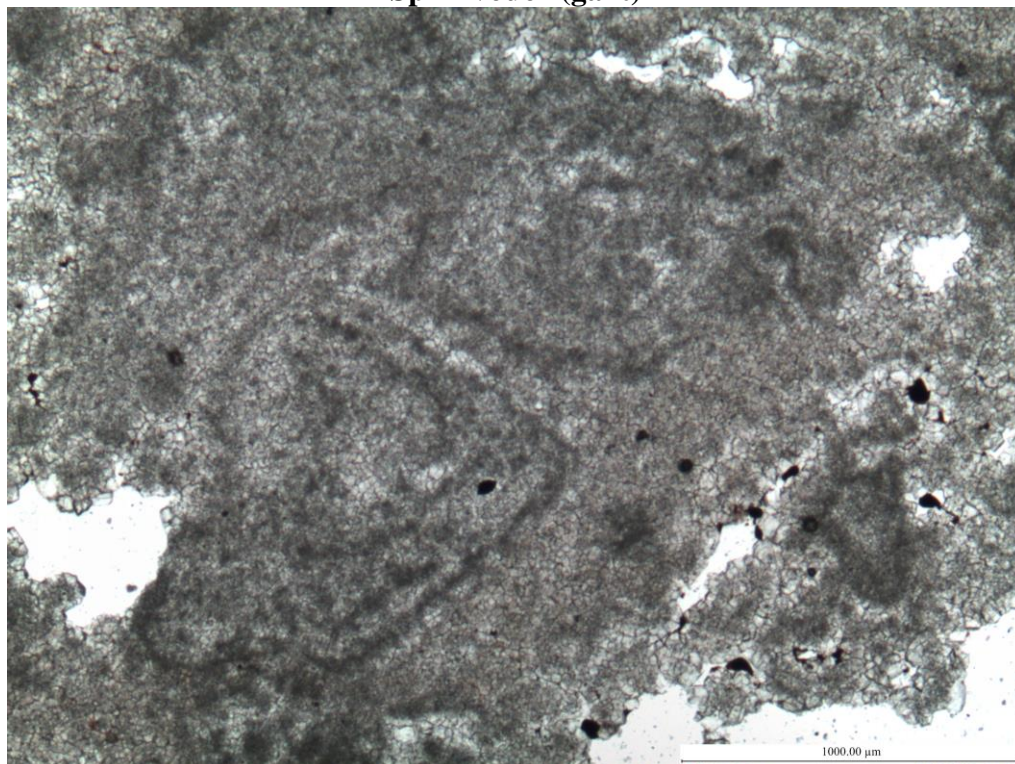


Фото 3. Шлиф 18, Западно-Чонская скв. 1, глубина 1873,6 м

Доломит водорослевый, сгустково-комковато-пятнистый, неравномерно пористо-кавернозный от 3 до 25%, с реликтовыми отпечатками крупных кристаллов каменной соли (галита).

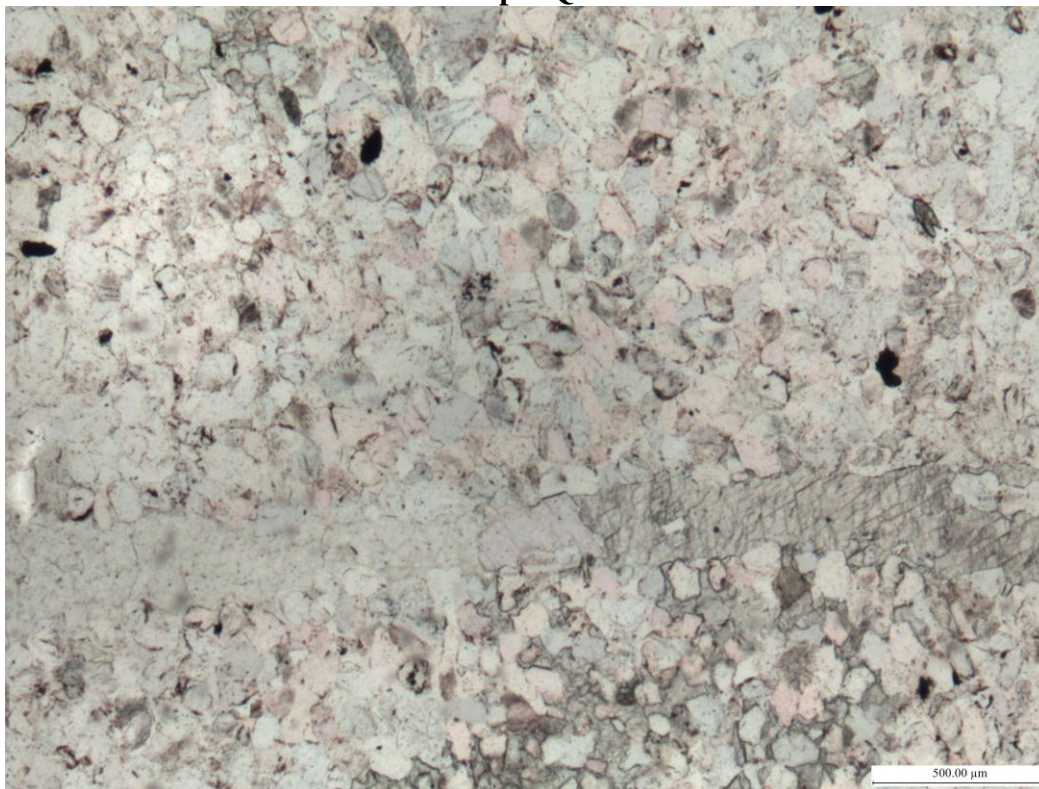
Spr- Q

Фото 4. Шлиф 22, Западно-Чонская скв. 1, глубина 1870,19 м

Песчаник мелкозернистый кварцевого состава с карбонатным цементом порового, контактового, редко базального типа пойкилитовой структуры, с минеральной трещиной, выполненной ангидритом с доломитом. Структура псаммитовая.

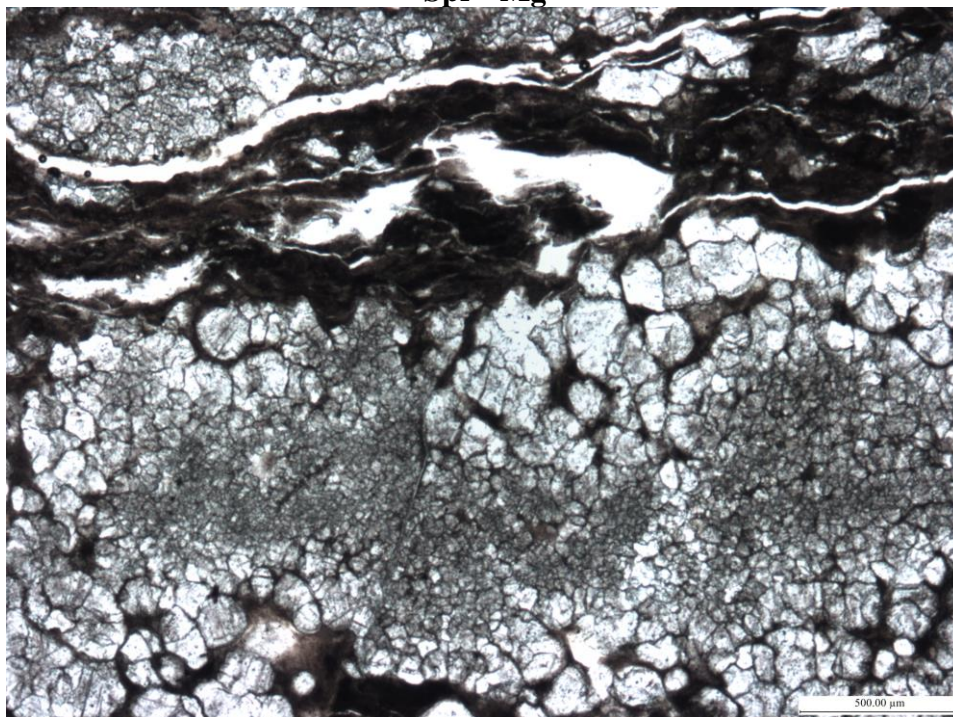
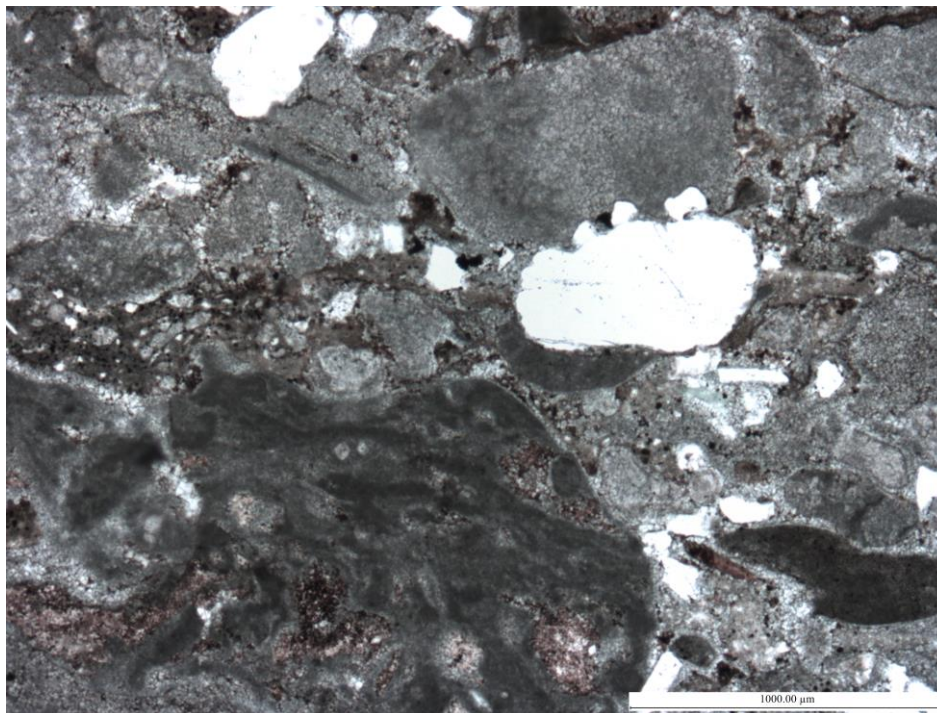
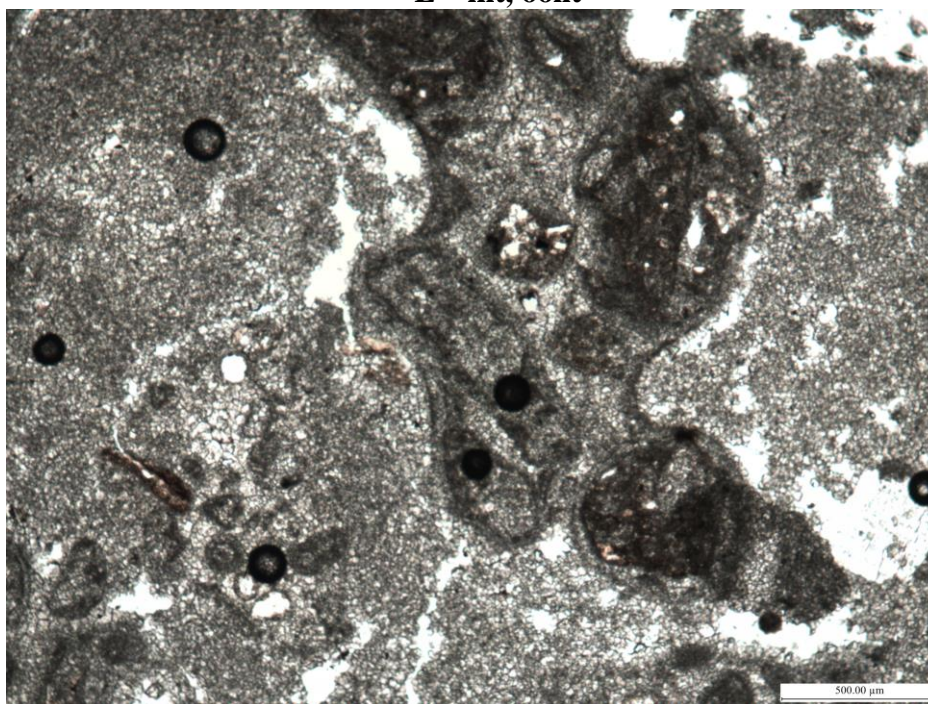
Spr - Mg

Фото 5. Шлиф 17, Могдинская скв. 6, глубина 1979,89 м

Магnezит мелко-среднезернистый, перекристаллизованный, с битуминозно-глинистым цементом 10-15% по межзерновому пространству и с прослоями глинистого вещества слюдистого, с пиритом 0,5%.

L oblom**Фото 6. Шлиф 11, Восточно-Сугдинская скв. 2, глубина 1889,78 м**

Доломит обломочный алеврито-песчано-гравелитовый, с прожилками и линзовидными прослоями аргиллита (10-15%). Обломки доломитовой породы различного состава размерности от 0,3-0,5 мм до 1-2,8 мм реже до 10 мм. Терригенная часть в количестве 35-40% представлена крупными зернами песчаного материала кварцевого состава, редко обломками кремнистых пород и микроклином, размером до 0,8-1 мм и мелкой алевритовой примесью до 0,06 мм.

L – int, oolit**Фото 7. Шлиф 12, Могдинская скв. 6, глубина 1974,11 м**

Доломит тонко-мелкозернистый (0,01-0,02 мм), с включениями обломков (интракластов) доломита оолитово-онколитового (40-50%), с примесью алевритовых зерен кварца (0,5-1%), с открытыми порами (3-5%) и порами, залеченными ангидритом (1-2%), кремнеземом (0,5%).

L Q

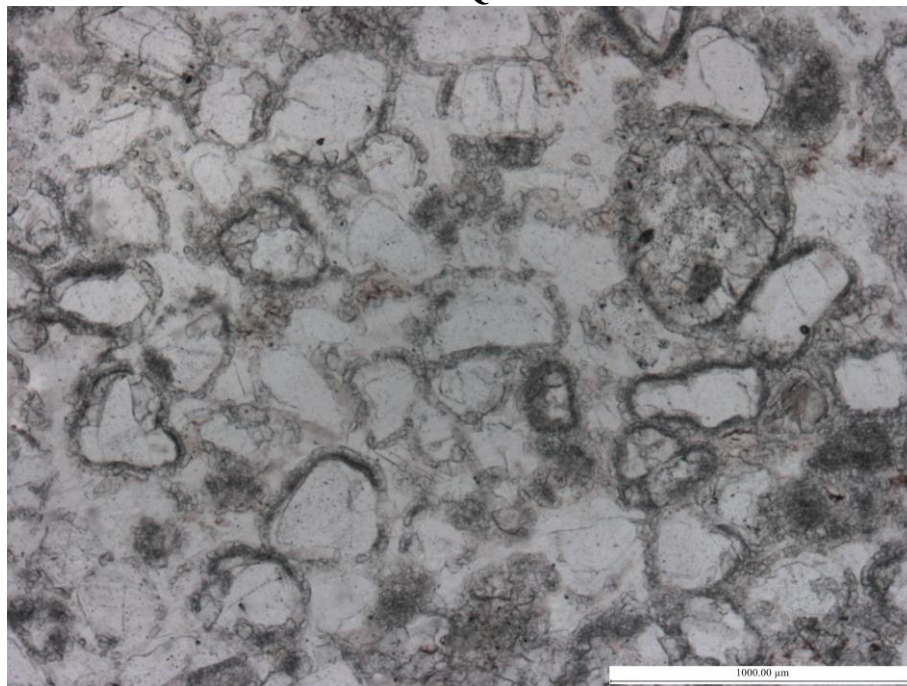


Фото 8. Шлиф 22, Восточно-Сугдинская скв. 2, глубина 1916,23 м

Смешанная терригенно -сульфатно -карбонатная порода.

Терригенная часть представлена песчаником средне-мелкозернистым кварцевым с редкими микроклиновыми зернами, средней сортировки и различной окатанности. Некоторые зерна кварца корродированные, в последующем обросли реакционной каемкой, сложенной карбонатным минералом или ангидритом. Цемент ангидритовый, базального типа.

L - vtor

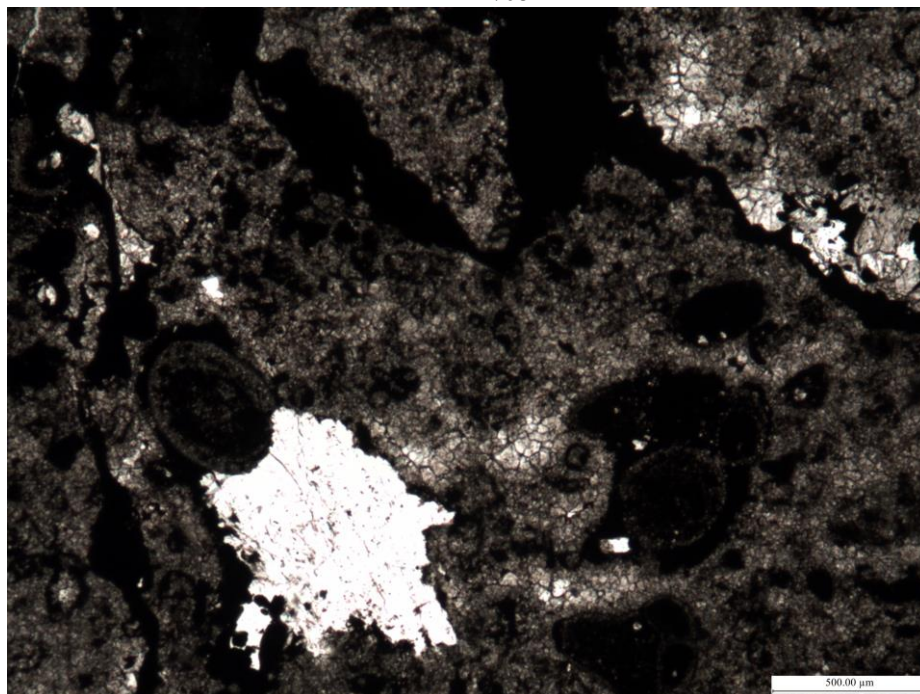


Фото 9. Шлиф 11, Восточно-Сугдинская скв. 1, глубина 1923,27 м, S = 500 мм²

Доломит микрофитолитовый, размер форменных элементов 0,06 мм - 0,1 мм - 0,2 мм - 0,4 мм, интенсивно битуминозный 20-25%. Битум пигментирует все форменные элементы, содержится в цементе в виде пленок вокруг зерен и в межзерновом пространстве, по трещинам. Ангидрит наблюдается в виде ксеноморфных кристаллов, прорастающих основную массу доломита.

L mik (alevr)

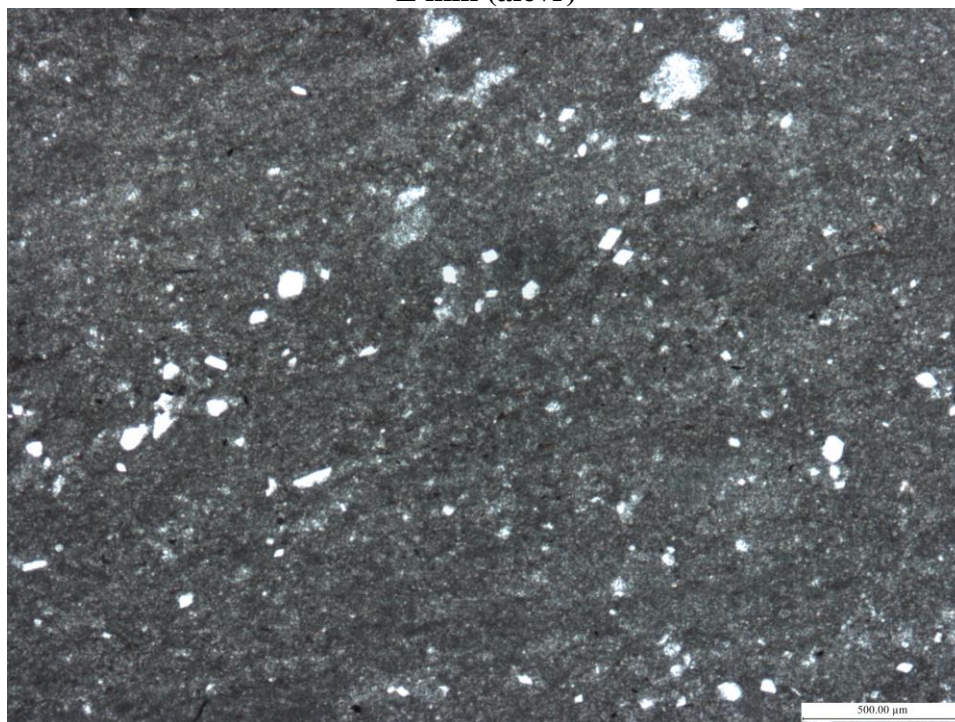


Фото 10. Шлиф 22, Могдинская скв. 8, глубина 2031,44 м

Доломит тонкозернистый, с примесью терригенного материала (3-5%), с многочисленными тонкими прожилками и обрывками, выполненными черным органическим веществом (3-5%).

L – vodor (por)

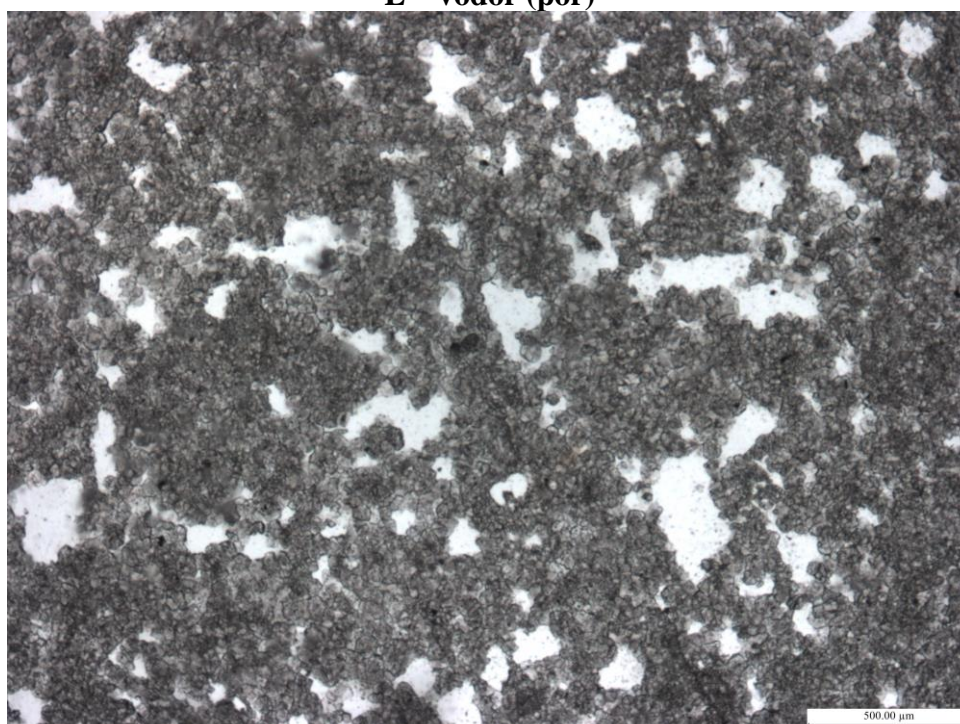


Фото 11. Шлиф 16, Могдинская пл., скв. 8, глубина 2018,78 м

Доломит мелкозернистый, сгустково-комковатый, пористый (10-15%). Открытые поры выщелачивания неправильной, изометричной формы размером 0,02 до 1 мм пронизывают зернистую массу доломита, создавая узорчато-пористую структуру.

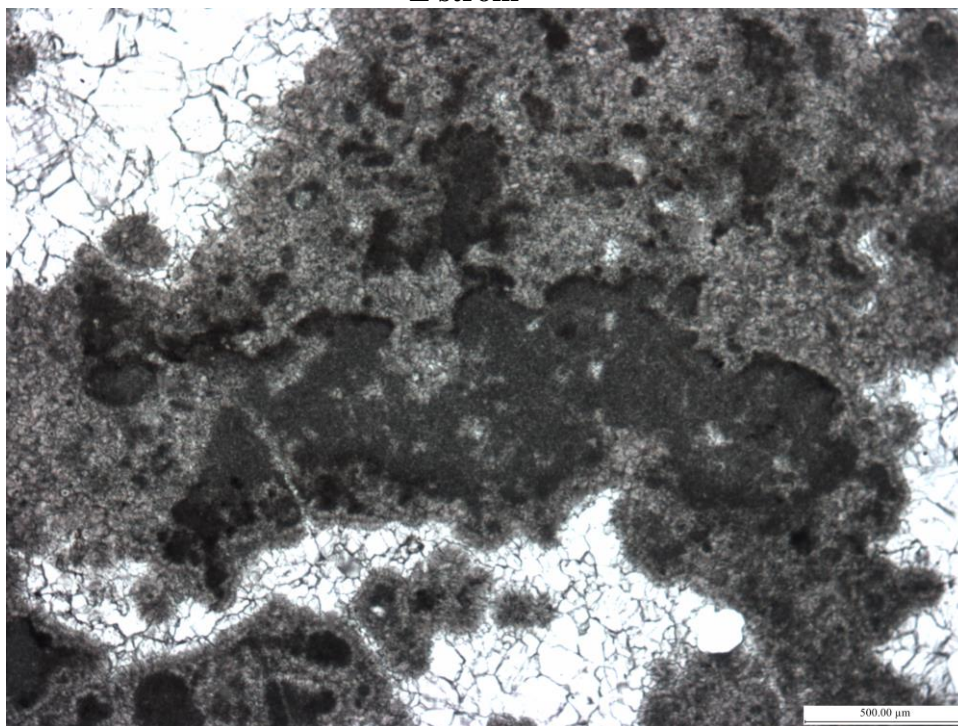
L strom

Фото 12. Шлиф 20, Могдинская пл., скв. 8, глубина 2026,19 м, $S_{\text{шл}} = 1300 \text{ мм}^2$

Доломит водорослевый, сгустково-комковато-пятнистый (45-50%), со строматолитовой узорчато-кавернозной структурой, с кавернозно-пористым межформенным крупно-среднезернистым доломитовым цементом 50-55%. Крупные узорчатые каверны, характерные для строматолитовых построек, залечены средне-крупнокристаллическим прозрачным доломитом с размером кристаллов от 0,06 до 0,3 мм.

На основе проведенного литолого-фациального анализа пород был построен палеофиль I-I на время формирования пород тирской свиты по скважинам: Санарская скв. 5, Преображенская скв. 136, Западно-Чонская скв. 1, Могдинская скв. 7, Могдинская скв. 8, Могдинская скв. 6, Верхне-Сугдинская скв. 1, Верхне-Сугдинская скв. 2 (рис. 3). На литолого-фациальном палеофиле выделяется линзовидный пласт, сложенный водорослевыми строматолитовыми доломитами, сформированными микрофитоитами типа *Vesicularites*, *Vermiculites* (О. Аркадьева, С. Гильдин, ВНИГРИ). В объеме тирской свиты этот пласт выделяется как ербогаченский ПГ, мощность которого колеблется от 2 до 19 м. Ербогаченский горизонт в Ербогаченской скв. 200 (2118-2130 м) представлен доломитами разномзернистыми неравномерно перекристаллизованными, пропитанными темно-коричневой нефтью. Они кавернозные, некрепкие, пористые, слабглинистые. Открытые поры (0,05-0,5 мм) составляют 15-20% от площади шлифа и приурочены к перекристаллизованным участкам. Строматолитовые доломиты авторами отнесены к биогермной постройке, сформировавшейся на пологом склоне мелководного «шельфа», обрамляющего центральную часть Непского палеоподнятия.

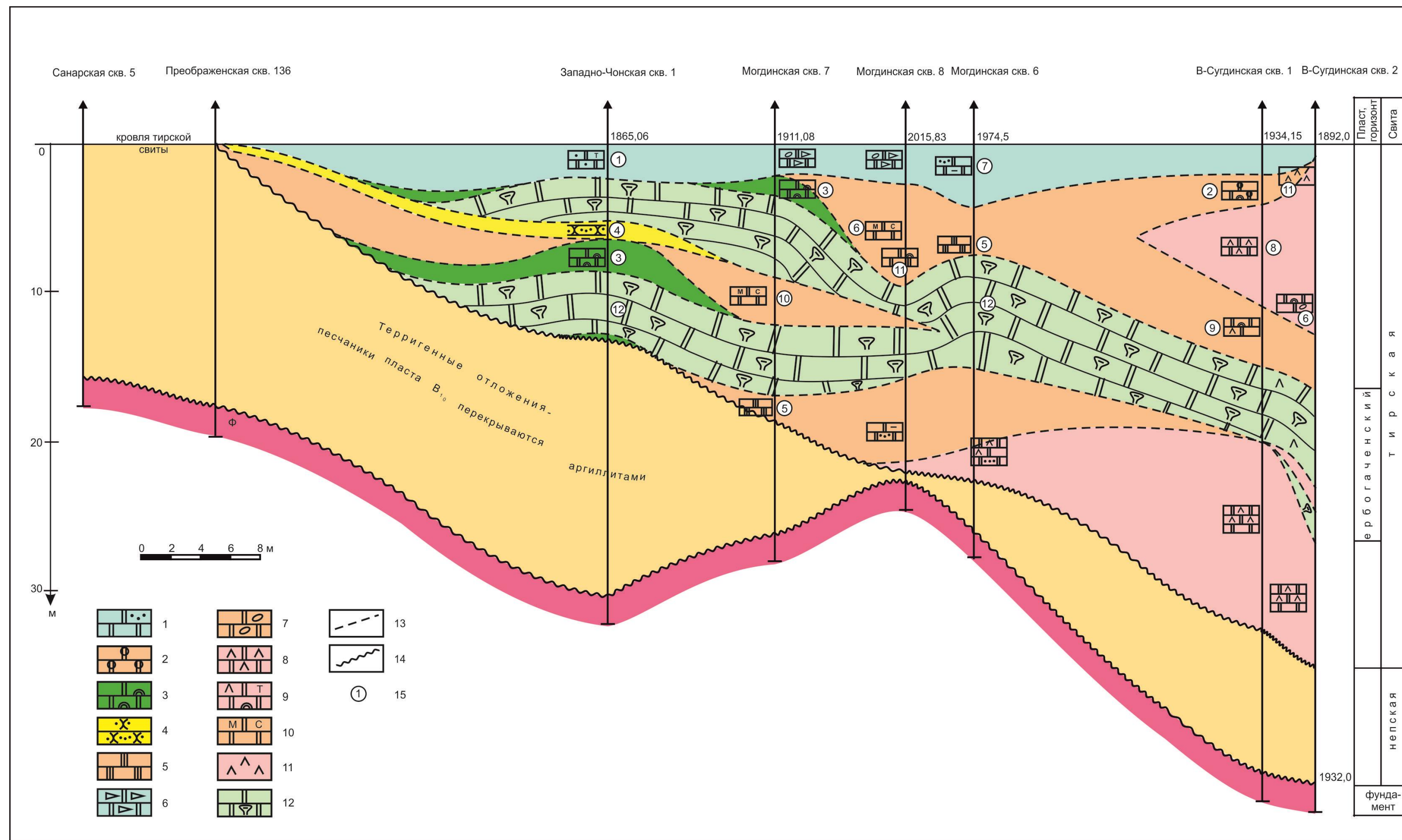


Рис. 3. Литолого-фациальный палеофиль карбонатных отложений тирской свиты Непского палеоподнятия (выполнено Т.Д. Шибиной)

1 – доломиты песчаные или с примесью песчаного материала; 2 – доломиты оолитовые; 3 – доломиты микрофитолитовые, сгустково-комковатые; 4 – песчаники мелкозернистые кварцевые; 5 – магнезитовые породы; 6 – доломиты брекчиевидные; 7 – доломиты обломочные; 8 – доломито-ангидритовые породы; 9 – доломиты обломочные с ангидритом; 10 – доломиты мелко-среднезернистые перекристаллизованные; 11 – ангидрит; 12 – доломиты строматолитовые (водорослевые); 13 – граница литологических типов пород; 14 – границы литологического несогласия между карбонатными породами тирской свиты и терригенными породами непской свиты, между породами кристаллического фундамента и терригенными породами непской свиты; 15 – номер шифра (см. табл. 1).

Наряду с описанным выше ербогаченским ПГ, отложения которого отнесены к биогермной микрофации, в разрезе тирской свиты были выделены и другие микрофации (ЛГТ), формирующие в ходе процесса осадконакопления слои (геологические тела), имеющие литологически неоднородное строение как по вертикали, так и по латерали.

На приведенной модели формирования фациальных поясов в прибрежно-морской обстановке «шельфа» эпиконтинентального докембрийского морского бассейна (см. рис. 2) видно, что однозначно отнести тот или иной ЛГТ к определенной обстановке затруднительно, так как порода могла формироваться в латерально соседствующих обстановках (закон фаций Вальтера-Головкинского). Идентичные литогенетические типы пород могут формироваться как в обстановке верхней, так и нижней литорали. В морском мелководье сублиторали могут накапливаться породы, сопоставимые с породами литоральной зоны. Себховые отложения супралиторали довольно трудно отделить от вторично преобразованных пород мелководья. Отдельные ЛГТ пород, представленные в табл. 1, образование которых отнесено к обстановкам мелководья и крайнего обмеления могут формировать слои, некоторые свойства которых обусловлены перерывами в осадконакоплении. Например, тонкие прослои аргиллитов и песчаников в разрезе Западно-Чонской скв. 1 или карбонатные породы доломито-магнезитового состава в разрезе скважин Могдинской 7, 8, а также все ЛГТ, относящиеся к вторично переработанным осадкам в периоды крайнего обмеления, осушения или ненакопления осадков, возникающих в обстановках себхи, верхней и нижней литорали. К тому же после того, как сформировался осадочный слой, его первичный состав, структура, текстура, форма и пространственная локализация в той или иной степени изменяются за счет метасоматоза, выветривания, размыва, тектонических нарушений.

Проведенная литолого-генетическая типизация, или иными словами петрографическая типизация осадочных пород по комплексу взаимосвязанных первичных признаков, наиболее эффективно обеспечит переход к описанию структуры элементарных надпородных геологических тел – слоев. Структурно-генетический анализ заключается в типизации слоев в отличие от интерпретации условий формирования (способов накопления) микрофаций. Выявление устойчивых систем родственных ЛГТ, слоев с характерными физическими свойствами, дает новую информацию для реконструкции формирования систем напластования тирского осадочного бассейна.

Типизация слоя выполняется на основе вертикальных сечений, представленных в керне скважин с помощью каротажных диаграмм. Для карбонатных отложений наиболее информативны записи радиоактивного каротажа: ГК и НКГ. Стопроцентный вынос керна и сплошная литологическая характеристика разреза скважин позволяют сопоставить

фациальную характеристику пород с физической, снятой с кривых радиоактивного каротажа, и провести послойную типизацию вертикального разреза скважин (рис. 4).

На диаграммах радиоактивного каротажа хорошо выделяются слои водорослевых пород, объединенные для упрощения в водорослевую (биогермную) литофацию характерной записью кривых. Диаграмма НГК характеризуется мощной, «массивной» записью с повышенными значениями интенсивности наведенного гамма-излучения, со значениями от 1,8 до 5,0 усл. ед., диаграмма ГК характеризуется пониженными значениями от 0,45 до 4,15 мкр/ч, в среднем - 1,76 мкр/ч. По результатам промысловой геофизики (ГИС) эффективные коллектора выделяются в слоях водорослевой литофации, значения их мощности колеблются от 2,4 до 7,8 м. Слои зернистых и глинистых типов карбонатных пород на кривых радиоактивного каротажа характеризуются дифференцированной записью и имеют пилообразный облик. Показания НГК пород этой группы колеблются от 1,75 до 6,0 усл. ед, в среднем - 2,7 усл. ед., показания ГК колеблются от 0,5 до 5,7 мкр/ч, в среднем - 2,3 мкр/ч [Бурова, 2013].

Проведенный анализ послойной типизации позволяет перейти к формационному уровню организации ряда литологических тел и сделать заключение о повышении (трансгрессии) или понижении (регрессии) относительного уровня моря во время формирования слоя каждого типа [Шишлов, 2010].

В каждой изученной скважине, отложения тирской свиты разделились на разновозрастные слои, отличающиеся набором выделенных микрофаций, которые объединились в две породные ассоциации (литофации) или группы пород: трансгрессивной (tt) и регрессивной (hw) фазы осадконакопления (рис. 5). Как известно, разница между двумя группами пород на уровне формирования седиментационных слоев заключается в процессе заполнения осадкоемкого пространства и формировании латерального ряда седиментационных систем – комплексом взаимосвязанных процессов поступления, сортировки и осаждения вещества. Образование трансгрессивной последовательности слоев литофаций связано с подъемом относительного уровня моря (tt) - с режимом недокомпенсации, при котором скорость осадконакопления оказывается меньше, чем скорость увеличения осадкоемкого пространства. С течением времени, возникает режим, когда скорость накопления осадков превышает скорость увеличения осадкоемкого пространства, что приводит к падению уровня моря, происходит накопление регрессивной последовательности слоев (hw). В момент достижения профиля равновесия, т.е. при полном заполнении осадкоемкого пространства, седиментационные системы «умирают» и сменяются системами выветривания и эрозии.

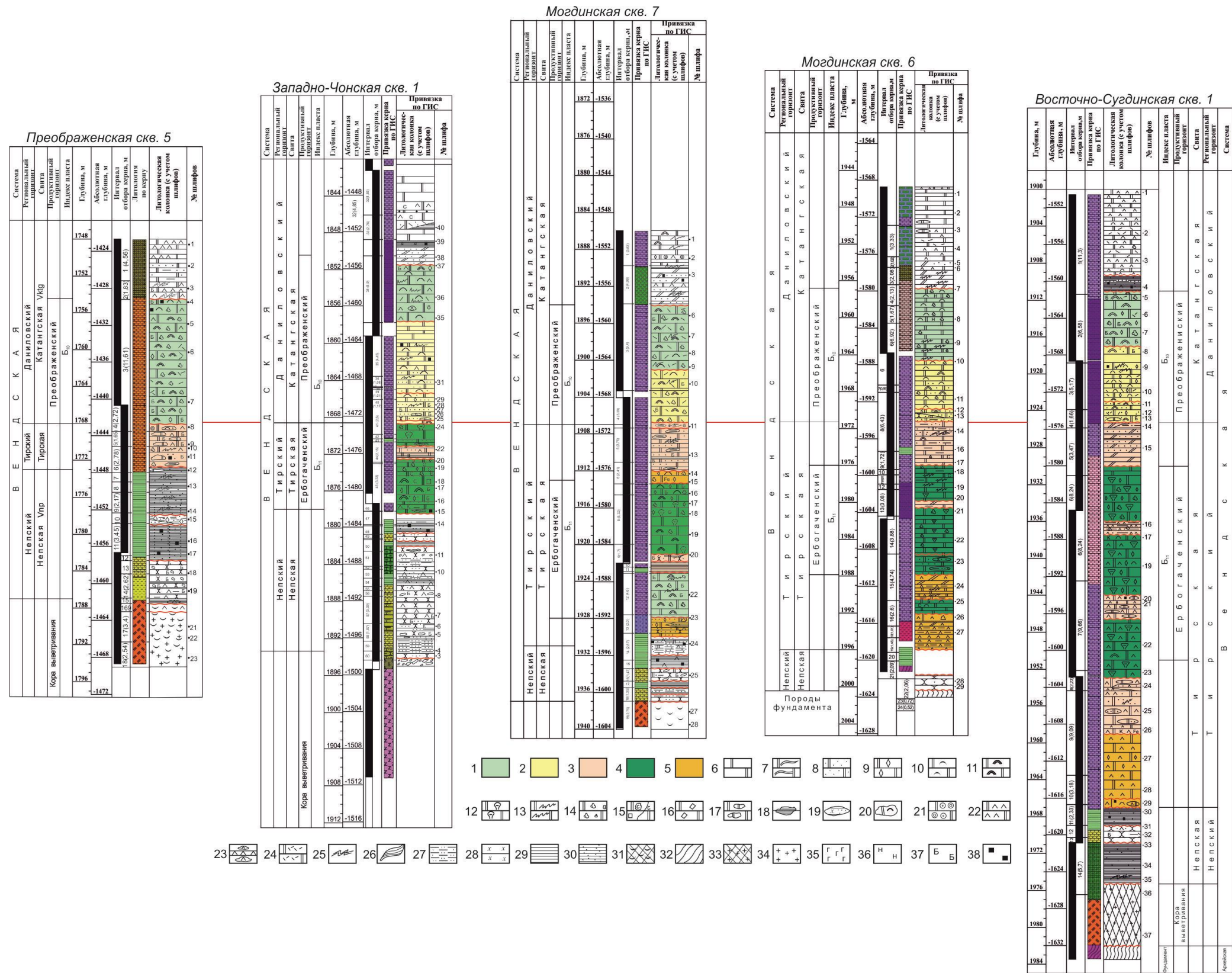


Рис. 4. Сопоставление литологических колонок скважин на основе обобщения выделенных микрофаций по характерным литолого-генетическим признакам Непского палеоподнятия (выполнено И.А. Буровой)

1, 2 - сублитераль (мелководное море); 3 - супралитераль (солёные озера и себхи); 4 - литераль (приливно-отливные равнины); 5 - супралитераль (вторично преобразованные породы); 6 - доломиты микро-тонкозернистые, однородные; 7 - доломиты микро-тонкозернистые, микрослоистые, полосчатые; 8 - доломиты с тонкой алевритовой примесью кварца, чешуек слюды; 9 - доломиты перекристаллизованные до мелко-среднезернистых; 10 - доломиты комковато-сустковые; 11 - доломиты водорослевые (микрофитолитовые); 12 - доломиты строматолитовые столбчатые (по керну); 13 - доломиты массивные со стилолитами; 14 - доломиты массивные пористо-кавернозные; 15 - доломиты засоленные: по кавернам, по трещинам, с единичными кристаллами галита; 16 - доломиты обломочные; 17 - доломиты с крупными интракластами; 18 - аргиллиты; 19 - алевролиты, песчаники; 20 - карбонатные породы; 21 - доломиты с оолитами, онколитами; 22 - доломиты -ангидритовые породы; 23 - линзы и прослои ангидрита; 24 - кристаллы ангидрита в карбонатной породе; 25 - структуры деформации слоев; 26 - зеркала скольжения; 27 - алевролит; 28 - песчаник; 29 - аргиллит; 30 - аргиллит алевритистый; 31 - кора выветривания; 32 - метаморфические породы; 33 - гранитная дресва; 34 - гранит; 35 - гнейс; 36 - нефтенасыщенные породы; 37 - битум; 38 – пирит.

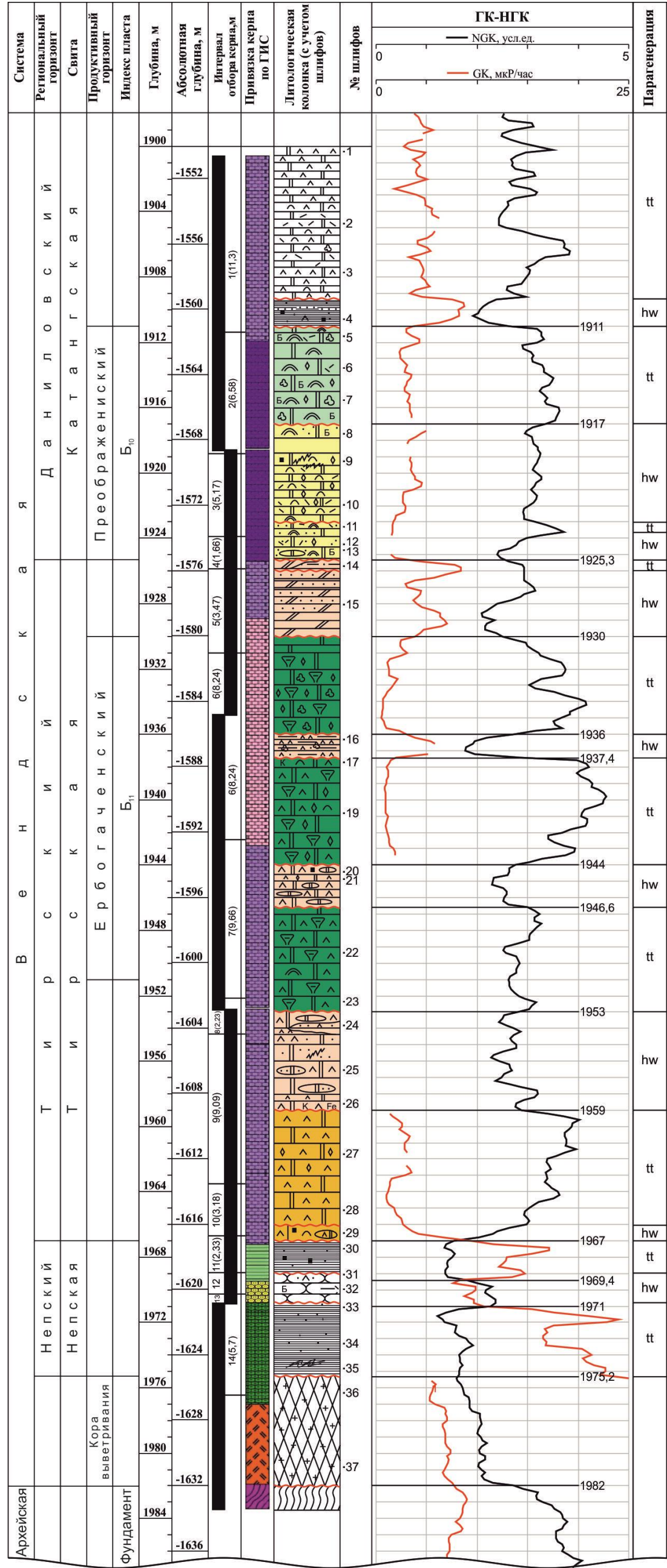


Рис. 5. Дифференциация литологического разреза Восточно-Сугдинской скв. 1 на парагенерации (трансгрессивно-регрессивные системы слоёв), проведенная с помощью радиоактивного метода каротажа Непского палеоподнятия (выполнено И.А. Буровой)
Условные обозначения к литологической колонке см. на рис. 4.

Появление нового осадкoеmкoгo пространства влечет за собой возникновение следующего ряда седиментационных систем, аналогичного предыдущему или иного, что приводит к накоплению следующей парагенерации (tt - hw).

К слоям трансгрессивного напластования (tt) в данной модели, относятся доломиты водорослевые, комковато-сгустковые (L vodor), микрофитолитовые (L mik), строматолитовые (L strom). Большую часть геологического разреза тирской свиты составляют породы, относящиеся к трансгрессивной системе напластования – доломиты сгустково-комковатые, водорослевые, микрофитолитовые, строматолитовые. Пластовые строматолиты, образовавшиеся в результате жизнедеятельности сине-зеленых водорослей, являются признаком илистых отмелей при малом волновом воздействии. При постепенном продвижении приливно-отливных зон на сушу создаются благоприятные условия широкого развития водорослевых покровов, строматолитовых построек. Со стабильным повышением уровня моря водорослевые породы могут захораниваться мелководными морскими осадками. К слоям регрессивного напластования (hw) причисляются прослои и линзы обломочных пород (Spr oblom), содержащих примесь терригенного материала: доломиты тонкозернистые, алевроитистые, обломочные, магнезиты (Spr – Mg), доломито-ангидриты (Spr-sebkha), мергели (Spr merg).

Как было показано выше, структура слоя, как и любого другого геологического тела, меняется в пространстве, ее особенности можно охарактеризовать идеальной (полной) вертикальной последовательностью ЛГТ и профилем, отражающим закономерные изменения их набора по латерали.

На основе проведенной дифференциации вертикальных разрезов скважин с помощью радиоактивного каротажа и послойной типизации пород (см. рис. 4, 5) построена седиментационно-генетическая модель тирской свиты восточного склона Непского палеоподнятия по профилю II-II через скважины: Преображенская скв. 5 – Преображенская скв. 136 – Западно-Чонская скв. 1 – Могдинская скв. 7 – Могдинская скв. 8 (рис. 6).

Модель представляет собой систему напластования слоев, породы которых сформировались в различных палеообстановках: 1) в обстановках крайнего обмеления, где формировались отложения хемогенного карбоната (магнезита, доломита) псаммитовой структуры, с цементом железисто-ангидритового состава, с терригенной примесью, мощность слоев 1-1,5 м; 2) в обстановках приливно-отливных равнин с глубинами не более нескольких метров, где формировались строматолитовые, водорослевые постройки, мощность слоев 10-15 м; 3) в обстановках открытой платформы, где формировались микритовые доломиты в мелких водах лагун и заливов, переслаивающиеся с прослойками аргиллитов и алевролитов, мощность слоев 3-4 м.

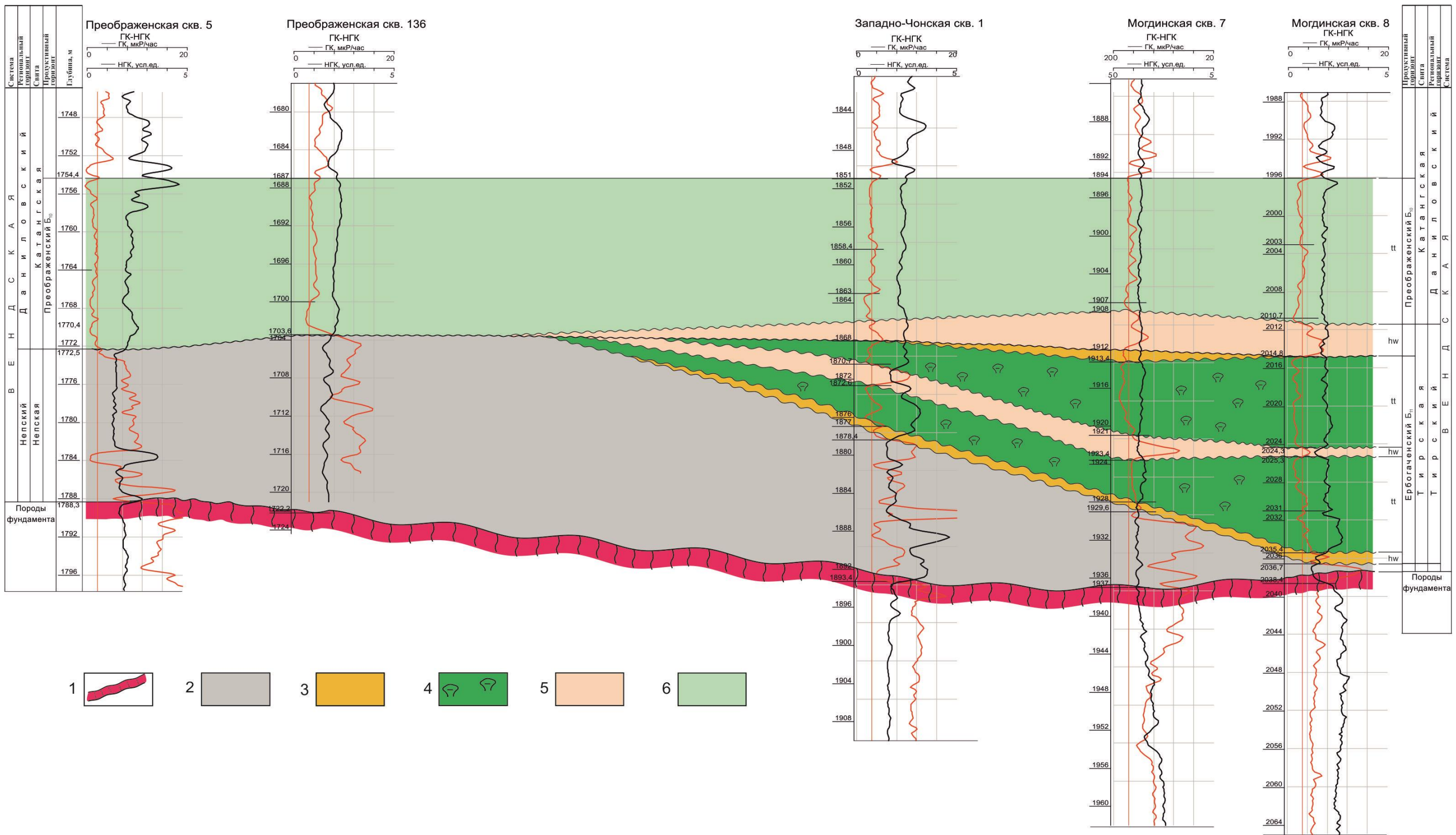


Рис. 6. Седиментационно-генетическая модель формирования отложений тирской свиты северо-восточного склона Непского палеоподнятия (выполнено И.А. Буровой)
1 - породы фундамента; 2 - терригенные отложения непской свиты. Отложения тирской свиты: 3 – отложения сформированные в обстановках крайнего обмеления, где накапливались хемогенные карбонатные доломитовые и магнезитовые породы с терригенной примесью, с псаммитовой структурой, цементом железисто-ангидритового состава; 4 – отложения сформированные в обстановках приливно-отливной равнины с глубинами бассейна не более нескольких метров, где существовали благоприятные условия для роста строматолитовых (водорослевых) построек; 5 – отложения сформированные в обстановке открытой платформы (мелкие воды лагун и заливов), где проходило накопление микро-тонкозернистых доломитов переслаивающихся с микропрослойками аргиллитов и алевролитов; 6 - карбонатные отложения преображенского горизонта.

На профиле наблюдается выклинивание выделенных слоев – латеральное сокращение их мощности вплоть до исчезновения слоев в пределах Непского палеосвода, обусловленное, в данном случае, отсутствием условий накопления карбонатных пород, то есть частичным перерывом карбонатного осадконакопления.

Построенная седиментационно-генетическая модель системы напластования отложений тирской свиты характеризуется подошвенным седиментационным несогласием слоев. А именно, карбонатные отложения тирской свиты трансгрессивно налегают на эрозионную поверхность осадконакопления, образуя клиноформное площадное напластование слоев, фиксирующееся в виде осадочных тел, образующихся при постепенном боковом развитии плавно погружающейся седиментационной поверхности склона Непского палеоподнятия [Митчел, Вейл, Сангри, 1982] Проведенная реконструкция позволила выявить неоднородное строение отложений тирской свиты по вертикали, проследить зависимости между геологическими характеристиками, определить границы тирского осадочного бассейна, оценить его нефтегазоносность (ербогаченский ПГ).

На схеме распространения литолого-фациальных зон выделены области тирского времени описанные ниже (см. рис. 1).

Область крайнего обмеления (а), оконтуренная изопакитой значений мощности отложений 5 м, внутри которой существуют выступы кристаллического фундамента, и останцы аргиллитовых пород непской свиты. Породы зоны обмеления представлены доломитовой брекчией, обломки имеют угловатую форму, размером от 0,5 до 5 см, содержащиеся в глинисто-доломитовой или доломито-ангидритовой основной массе породы. В них отмечаются минеральные трещины, жилы, толщиной до 30 см, заполненные тонкодисперсным карбонатом светло-серого цвета с коричневым оттенком.

Область палеосклона (б), ограниченная значениями мощности тирской свиты от 10 до 30-40 м, отнесенная к приливно-отливной зоне, расположена вокруг зоны крайнего обмеления (а), с крутым южным склоном и довольно пологим северо-восточным, на котором строматолитовые постройки получают наибольшее распространение. В керне это доломиты светло-серые, строматолитовые. Строматолиты столбчатого типа, высота столбиков - от 10 до 30 см. В строматолитовом доломите наблюдается содержание ангидрита в виде игольчатых включений, прослоев и линз. Строматолитовые доломиты преобладают на территории Могдинской площади, где их процентное содержание в разрезе тирской свиты колеблется от 50 до более 70% (см. рис. 1).

Область с устойчивым постепенным опусканием дна бассейна осадконакопления (в), при которой сохранялись условия накопления карбонатных пород. Значения мощности увеличиваются на юго-восток от 45 до 230 м. В восточной части платформы формируется

соленосно-карбонатная формация бюкской свиты венда Березовской СФЗ.

На севере в зоне (в) также отмечается увеличение толщин отложений тирской свиты до 60 м, что дает возможность говорить о постепенной трансгрессии водного бассейна, с севера, северо-востока. Несмотря на увеличение толщин отложений тирской свиты, строматолитовые и водорослевые образования имеют в разрезе угнетенное развитие или подвержены заметным вторичным изменениям, а именно интенсивной метасоматической ангидритизации.

Заключение

1. На основе методик, разработанных во ВНИГРИ, проведено макро- и микроскопическое описание разреза тирской свиты, и выполнена литологическая типизация пород.

2. В результате изучения вещественного состава пород и фациальных условий отложений тирской свиты выделены ЛГТ, сформированные в мелководных морских и супралиторальных обстановках осадконакопления, где чередовались фазы крайнего мелководья, осушения, отсутствия накопления осадков, с периодами затопления (наращивания осадкоемкого пространства).

3. Карбонатные отложения тирской свиты трансгрессивно налегают на эрозионную поверхность осадконакопления, образуя клиновидную форму напластования отдельных литогенетических тел и ербогаченского ПГ.

4. Ербогаченский ПГ представляет собой клиновидное строматолитовое тело, с горизонтальным напластованием водорослевых слоев, сложного многослойного строения и хорошими емкостными свойствами.

5. С помощью радиоактивного каротажа выделен поисковый признак водорослевой, и, в том числе, строматолитовой фации, который может быть применен при прогнозе участков разреза с повышенными коллекторскими характеристиками.

6. Строматолитовые доломиты ербогаченского ПГ формировались в приливно-отливной зоне мелководного эпиконтинентального бассейна. Мощность тирской свиты в зоне распространения горизонта меняется от 10 м до 30-40 м. Эта зона образует замкнутую растянутую с запада на восток область, в которой существовали наиболее благоприятные условия для роста и распространения строматолитовых образований.

Литература

Бурова И.А. Комплексный метод поиска карбонатных коллекторов Восточной Сибири // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России: сб. материалов научно-практической конференции (г. Санкт-Петербург, 17-21 июня 2013 г.). - СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2013. – 492 с.

Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М. Магnezит в вендско-нижнекембрийских соленосных отложениях юга Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. - 1982. - №1. - С. 136-141.

Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М., Чеканов В.И. О региональном распространении магnezитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 1985. - №11. - С.16-24.

Кузнецов В.Г. Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии: Учебник для вузов. – М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. – 244 с.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. – М.: ГЕОС, 2003. – 262 с.

Митчел Р.М. мл., Вейл П.Р., Сангри Дж.Б. Стратиграфическая интерпретация сейсморазрезов МОВ по конфигурации отражений. – с. 215-242 // Сейсмическая стратиграфия., Т.1, пер. с англ., под ред. Ч. Пейтона. - М.: Мир. - 1982. - 375 с.

Пустыльникова А.М., Чернова Л.С. Магnezитовый горизонт в отложениях венда-нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология нефти и газа. - 1991. - №6. - С.17-20

Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – 64 с.

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. - СПб.: Санкт-Петербургский горн. инт-т, 2010. – 276 с.

Burova I.A., Shibina T.D., Korvet N.A.

All-Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI), St. Petersburg, Russia, ins@vnigri.ru

TYRA FORMATION (NEPA ARCH) - LITHOLOGICAL AND GENETIC ASPECTS

The study of formation conditions and facial variation of Tyra Formation is carried out on the basis of core, thin sections study and geophysical data analysis of ten wells. The lithological and genetic types of rocks are presented. A description of the stromatolite body structure of Erbogachen level is described. The sedimentational and genetical model of Tyra Formation and lithofacies zones distribution, including stromatolite dolomites of Erbogachen level are provided.

Keywords: Tyra Formation, Erbogachen level, lithological and genetical types of rocks, stromatolites, sedimentation-genetic model, Nepa Arch.

References

Burova I.A. *Kompleksnyy metod poiska karbonatnykh kollektorov Vostochnoy Sibiri* [A comprehensive method for carbonate reservoirs prospecting in Eastern Siberia]. Neftegazogeologicheskiy prognoz i perspektivy razvitiya neftegazovogo kompleksa Vostoka Rossii: Proceedings of scientific-practical conference (St. Petersburg, 17-21 June 2013), St. Petersburg: VNIGRI, 2013, 492 p.

Ivlev N.F., Pustyl'nikov A.M. *Magnezit v vendsko-nizhnnekembriyskikh solenosnykh otlozheniyakh yuga Sibirskoy platformy* [Magnesite in Vendian-Lower Cambrian salt-bearing sedimentary rocks of the south of the Siberian platform]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1982, no. 1, p. 136-141.

Ivlev N.F., Pustyl'nikov A.M., Chekanov V.I. *O regional'nom rasprostraneni magnezitov v otlozheniyakh solenosnoy formatsii yuga Sibirskoy platformy* [On the regional distribution of magnesite in deposits of salt bearing formation in the south of the Siberian platform]. *Geologiya i geofizika*, 1985, no. 11, p. 16-24.

Kuznetsov V.G. *Evolutsiya karbonatnakhopleniya v istorii Zemli* [The evolution of the carbonate accumulation in the Earth's history]. Moscow: GEOS, 2003, 262 p.

Kuznetsov V.G. *Fatsii i fatsial'nyy analiz v neftegazovoy geologii* [Facies and facial analysis in petroleum geology]. Textbook for high schools. Moscow: Gubkin RSU of oil and gas, 2012, 244 p.

Mitchel R.M. ml., Veyl P.R., Sangri Dzh.B. *Stratigraficheskaya interpretatsiya seysmorazrezov MOV po konfiguratsii otrazheniy* [Stratigraphic interpretation of seismic sections by reflection configuration], p. 215-242. *Seysmicheskaya stratigrafiya*, Vol. 1, per. s angl., ed. Ch. Peyton, Moscow: Mir, 1982, 375 p.

Pustyl'nikova A.M., Chernova L.S. *Magnezitovyy gorizont v otlozheniyakh venda-nizhnego kembriya Nepsko-Botuobinskoy anteklizy* [Magnesite level in the sediments of Vendian-Lower Cambrian Nepa Bota Antecline]. *Geologiya nefti i gaza*, 1991, no. 6, p. 17-20.

Resheniya chetvertogo Mezhvedomstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po utochneniyu i dopolneniyu stratigraficheskikh skhem venda i kembriya vnutrennikh rayonov Sibirskoy platformy [Decisions of the fourth Interagency Regional Stratigraphic meeting for clarification and supplement of stratigraphic schemes of the Vendian and Cambrian inland areas of the Siberian Platform]. Novosibirsk: SNIIGGiMS, 1989, 64 p.

Shishlov S.B. *Strukturno-geneticheskiy analiz osadochnykh formatsiy* [Structural and genetical analysis of sedimentary formations]. St. Petersburg: St. Petersburg Mining University, 2010, 276 p.

© Бурова И.А., Шибина Т.Д., Корвет Н.А., 2017