

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 552.5+551.8:551.732(571.1+571.5)

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСОЛЬСКОЙ СВИТЫ
(нижний кембрий) И ЕЕ ВОЗРАСТНЫХ АНАЛОГОВ ПРЕДЬЕНИСЕЙСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

С.В. Сараев

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На основе корреляции разрезов нижнего кембрия глубоких скважин в левобережье Енисея и естественных обнажений крайнего запада Енисейского кряжа приведена сравнительная седиментологическая характеристика отложений усольской свиты и синхронных ей образований. В палеогеографическом отношении в Предьенисейском бассейне в усольское время выделены три области (суббассейна). Среди них ведущая роль в седиментогенезе принадлежит области барьерных рифов, протянувшейся в виде полосы шириной около 70 км северо-западного, северного простирания до смыкания их на севере с рифами Игаро-Норильской фациальной области. На востоке от рифовой барьерной гряды существовал солеродный суббассейн, являвшийся заливом Восточно-Сибирского солеродного бассейна и отделенного от последнего архипелагом Енисейских палеоостровов (на месте Енисейского кряжа). Осадконакопление в его пределах контролировалось эвапоритовыми процессами, поступлением терригенного материала со стороны островов, карбонатного обломочного материала с противоположной стороны — барьерного рифа, а также господством штормовых процессов.

Суббассейн, расположенный к западу от рифового барьера, развивался по другому плану. Начиная с раннего кембрия здесь формируется прогиб, который на начальных стадиях своего развития характеризовался голодным режимом питания и первым появлением в общем разрезе кембрия углеродсодержащих пород (нижнечурбигинская подсвита), рассматриваемых как нефтематеринские доманиковые отложения.

При общей оценке перспектив распространения коллекторов, природа которых связана с фациальными закономерностями, наиболее важная роль отводится области развития барьерной рифовой системе.

Важным результатом исследования является установление в раннем кембрии в границах Предьенисейского бассейна двух крупных сопредельных палеогеоморфологических структур и соответствующих им фациальных зон — предрифового некомпенсированного прогиба с начинающимися формироваться нефтематеринскими доманиковыми отложениями нижнечурбигинской подсвиты и потенциально продуктивной барьерной рифовой системы с крутым склоном в сторону прогиба. Благоприятное сочетание этих факторов позволяет достаточно высоко оценить общие перспективы нефтегазоносности Предьенисейского бассейна.

Седиментология, палеогеография, нижний кембрий, Западно-Сибирская геосинеклиза, Предьенисейский седиментационный бассейн.

**LITHOLOGIC AND FACIES CHARACTERISTICS OF THE LOWER CAMBRIAN USOLKA FORMATION
AND ITS AGE ANALOGS IN THE CIS-YENISEI SEDIMENTARY BASIN, WEST SIBERIA**

S.V. Saraev

Based on the correlation between Lower Cambrian sections of deep wells on the left bank of the Yenisei River and outcrops in the westernmost Yenisei Ridge, the sedimentologic characteristics of the Usolka Formation and coeval deposits are compared. Three paleogeographic regions (subbasins) are distinguished in the Cis-Yenisei basin in Usolka time. The leading role in the sediment genesis was played by the region of barrier reefs stretching northwestward and northward as a ~70 km wide band to their joint with the reefs of the Igarka-Noril'sk facies region in the north. The salt basin east of the barrier reef ridge was a bay of the East Siberian salt basin, separated from the latter by the Yenisei paleoislands (at the place of the Yenisei Ridge). Sedimentation in

that basin was controlled by evaporite processes, the supply of terrigenous material from the islands and carbonate debris from the opposite side (barrier reef), and the predominance of storm processes.

The subbasin west of the barrier reefs evolved under different scenario. Since the Early Cambrian, a trough has been forming here, which was initially characterized by a regime of starvation and the first appearance of carbonaceous rocks (Lower Churbiga Subformation), regarded as Domanic oil source rocks, in the general Cambrian section.

On the estimation of the prospects for the distribution of reservoirs whose origin depends on the facies regularities, the leading role is played by the barrier reef region. Importantly, the Lower Cambrian section of the Cis-Yenisei basin contains two large adjacent paleogeomorphologic structures and the corresponding facies zones of a starved prereef depression with the Domanic oil source rocks of the Lower Churbiga Subformation at the early stage of evolution and a potentially productive barrier reef system with a steep slope toward the basin. The favorable combination of these factors suggests that the Cis-Yenisei basin has a high petroleum potential.

Sedimentology, paleogeography, Lower Cambrian, Cis-Yenisei sedimentary basin, West Siberian geosyncline

ВВЕДЕНИЕ

Выделенные в последние годы на юго-востоке Западной Сибири Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция и одноименный седиментационный бассейн [Конторович и др., 2003; Конторович, Конторович, 2006] занимают восточную часть Томской области, юго-западную часть Красноярского края и юго-восточную Ханты-Мансийского автономного округа. Сведения о домезозойских отложениях юго-востока Западной Сибири приводились и в более ранних работах [Бененсон и др., 1987; Дашкевич, Каштанов, 1990; и др.]. Они базировались главным образом на сейсмических данных и единичных скважинах, вскрывавших лишь верхнюю часть палеозойских отложений. В 2004 г. по заданию МПР России в ИНГГ СО РАН под руководством академика А.Э. Конторовича была разработана Программа региональных геолого-геофизических исследований восточных районов Западно-Сибирской геосинеклизы. В результате ее реализации в левобережье Енисея были пробурены скважины Восток-1, Восток-3 на территории Томской области и Восток-4 — в западной части Красноярского края. Благодаря обнаружению фаунистических остатков хорошей сохранности и результатам абсолютного датирования удалось установить возраст и корреляцию выделенных в ходе изучения керна и материалов ГИС свит [Конторович и др., 1999, 2008а,б, 2012; Елкин и др., 2000; Сараев и др., 2004; Филиппов и др., 2014]. В представленной работе на основе результатов изучения разрезов глубоких скважин и обнажений запада Енисейского кряжа приведены новые данные по литостратиграфии, седиментологии и обстановкам осадконакопления самой нижней части нижнекембрийских отложений, представленных усольской свитой и ее стратиграфическими аналогами.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ЛИТОЛОГИЯ

Согласно стратиграфической корреляции кембрийских отложений Предъенисейского осадочного бассейна [Филиппов и др., 2014], усольская свита вскрывается в разрезе скважин Аверинская-150 и Лемок-1 (рис. 1). Одновозрастные ей оксымская свита выделена в скв. Восток-4, чурбинская свита (нижняя часть) — в скв. Восток-3, лисицинская толща, представляющая осадочно-вулканогенную часть разреза нижнего кембрия на Вездеходной площади — в скв. Вездеходная-4, лебяжинская свита — в обнажениях запада Енисейского кряжа (правый берег Енисея). Приведенные на рис. 1 разрезы скважин ограничены сверху кровлей усольского уровня, достаточно четко зафиксированного по палеонтологическим данным и ГИС. На колонках обнажений запада Енисейского кряжа (в этом же рисунке) показаны полные разрезы кембрия ввиду достаточно условной верхней границы усольского уровня.

Полный разрез **усольской свиты** представлен в скв. Аверинская-150 (интервал 4429—2825 м), его расчетная истинная мощность (с учетом негоризонтального изменяющегося залегания слоев) составляет 1106 м. По данным изучения керна и шлама, а также по показаниям каротажа, свита подразделяется на пять пачек (снизу вверх).

Пачка 1 (интервал 4218—4429 м, истинная мощность 206 м) представлена наиболее широко распространенными литотипами — каменной солью и долосилтитами. Более редки тонкокристаллические доломиты без признаков обломочного строения, пакеты тонкослойчатых пород смешанного глинисто-алеврит-галит-ангидрит-доломитового состава, интракластовые доломитовые брекчии.

Пачка 2 (интервал 3707—4218 м, истинная мощность около 280 м) сложена крупнослоевым переслаиванием каменной соли (с первичными и вторичными формами залегания), долосилтитов и доларенитов. Более редки маломощные прослои и слойки тонкокристаллических ангидритов и доломитов без признаков обломочного строения.

Пачка 3 (интервал 3224—3707 м, истинная мощность 310 м) представлена преобладающими по объему крупными пластами каменной соли (судя по ГИС, мощностью до 90 м). В них отмечаются как признаки первичного седиментационного залегания, так и пластического течения. Межсолевые прослои мощностью от 5 до 40 м сложены соленасыщенными доломитами и доларенитами, более редки здесь интракластовые доломитовые брекчии, калькарениты, пакеты красноцветных тонкослойчатых пород смешанного глинисто-алеурит-ангидрит-карбонатного состава и строматолитовые известняки.

Пачка 4 (интервал 3005—3224 м, истинная мощность 176 м) сложена разнослоевым (0.2—2.5 м) переслаиванием кальцисилитов, калькаренитов, доломитов, редко тонкокристаллических ангидритов и известняков без признаков обломочной структуры. Соотношение известняков и доломитов составляет 1:1.

Пачка 5 (интервал 2825—3005 м, истинная мощность 134 м) представляет собой крупнослоевое переслаивание преобладающей крупнокристаллической прозрачной каменной соли и галитосодержащих темно-коричневых битуминозных калькаренитов и доломитов. Более редки прослои доларенитов, тонкокристаллических доломитов и ангидритов, доломитовых интракластовых брекчий, строматолитовых доломитов, кремнистых пород. В отдельных слоях каменной соли хорошо видны признаки пластического течения.

Таким образом, среди литотипов усольской свиты наиболее широко распространены каменная соль, обломочные доломиты (доломиты и доларениты), преобладающие в нижней части свиты, обломочные известняки (калькарениты и кальцисилиты), широко развитые вверху, тонкослойчатые породы смешанного алеурит-ангидрит-глинисто-доломитового состава. К второстепенным литотипам относятся тонкокристаллические известняки и доломиты без признаков обломочного строения (эвапоритовые карбонатные породы), интракластовые брекчии, линзовидные скопления битой ракушки, тонкокристаллические и мелкообломочные ангидриты, строматолитовые известняки и доломиты, силициты.

Для доломитов, доларенитов, калькаренитов характерна параллельная, градационная, линзовидная, пологокосая, линзовидно-косая разновидности слойчатости. Изредка встречается пологая асимметричная рябь течения. Местами наблюдается последовательная смена снизу вверх градационной, параллельной, косой слойчатости. Перечисленные типы слойчатости нередко могут быть нарушены процессами штормового размыва с отложением фрагментов слоев непосредственно на месте размыва. При расколе в отдельных прослоях пород обнаруживается запах нефти и сероводорода. В доларенитах больше чем в других разновидностях присутствует примесь силикокластики. Главными компонентами в ней являются кварц, биотит, мусковит и полевые шпаты, второстепенными — глауконит, турмалин, циркон, обломки кислых эффузивов и кремнистых пород.

Форменные элементы калькаренитов — полуокатанные, угловатые и окатанные, изометричной и удлиненной формы, представлены комочками, обломками микритового известняка, пелитоморфного глинистого известняка, разрозненными оолитами и обломками мелкооолитовых известняков, фрагментами раковин, панцирей трилобитов и водорослевых образований. Преобладает базальный тонкокристаллический кальцитовый с примесью ангидрита, галита и доломита цемент, широко развита крустификационная его форма. Хорошо сортированные калькарениты отсутствуют.

Брекчии образуются при штормовом взламывании и взмучивании слабоуплотненных слоев на месте накопления исходных карбонатных илов.

Силикокластика красноцветных пород смешанного состава представлена кварцем, мусковитом, ожелезненным биотитом, полевыми шпатами. Ангидрит здесь имеет отчетливо выраженную обломочную природу. Для описываемого литотипа характерны ярко проявленные градационная, параллельная, косая, мелковолнистая слойчатость. Градационные ритмы имеют мощность от 2—3 до 15 мм.

Для пластовых строматолитовых известняков и доломитов характерно морщинисто-микрослойчатое строение иногда с бугорчатыми качанообразными выступами высотой около 2—3 см на верхней поверхности мата.

Усольская свита в разрезе скв. Лемок-1 вскрывается в интервале 3665—4298 м, угол слоистости с осью керна составляет здесь около 45°, расчетная истинная мощность (неполная снизу) — 450 м. Разрез свиты в этой скважине керном представлен слабо. По данным ГИС, шламу и редкому керну, свита сложена чередованием слоев каменной соли (до 45 м) и обломочных доломитов (до 10 м) с преобладанием солей в нижней половине свиты. Обломочные доломиты (преобладают доломиты) обогащены ангидритом и галитом и имеют тонкослойчатое строение.

Оксымская свита, являющаяся возрастным аналогом усольской свиты, выделена в разрезе скв. Восток-4 в интервале 4570—5105 м [Конторович и др., 2012; Филиппов и др., 2014]. В отличие от усольской свиты, она имеет преимущественно ангидрит-карбонатный состав и не содержит каменной соли. Неполная ее мощность (при субгоризонтальном залегании) составляет 535 м. Свита подразделяется на две подсвиты.

Нижнеоксымская подсвета (интервал 4953—5105 м, истинная мощность 152 м) сложена в разной степени перекристаллизованными доларенитами, мелкообломочными доломитовыми брекчиями, доломититами, доломит-ангидритовыми известняками и строматолитовыми доломитами.

Преобладающие перекристаллизованные доларениты с реликтовыми прослоями мелкообломочных брекчиевых доломитов и доломитов образуют слои толщиной от 0.1 до 7.0 м. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением тонкодисперсного пигментного битума. Характерно практически полное отсутствие силикокластической примеси.

Строматолитовые доломиты слагают прослои от 0.1 до 1.7 м. Они представлены желваковыми и пластовыми сильно окремненными разновидностями. Местами кремнистое вещество резко преобладает в породе, полностью замещая доломит с образованием псевдоморфоз по строматолитам. В доломитах развита мелкая кавернозность. Каверны перекристаллизации и выщелачивания местами составляют до 20 % от объема породы.

Верхнеоксымская подсвета (интервал 4570—4953 м, истинная мощность 383 м) сложена (в порядке распространенности) тонкообломочными и тонкокристаллическими ангидритсодержащими доломитами, тонкопереслаивающимися доломитами, ангидритами, глинистыми и смешанного состава породами, интракластовыми глинисто-ангидрит-доломитовыми брекчиями, седиментационно будинированными переслаивающимися кальциллитами и карбонатно-глинистыми породами («конгломератовидные известняки»), тонко-, мелкокристаллическими ангидритами, строматолитовыми доломитами и известняками, тонко-, мелкообломочными известняками.

В нижней части подсветы резко преобладают пористые доломиты с тонкими редкими слоями слабоглинистых доломитов и ангидритов, а в верхней части появляются тонкообломочные известняки, практически не встречающиеся ниже. Доломиты, особенно строматолитовые, как правило, подвержены окремнению и ангидритизации. В пределах всего разреза подсветы, за исключением нижней доломитовой пачки, периодически встречаются тонкослойчатые пакеты красноцветных карбонатных пород, содержащих железисто-глинистое вещество. Для большей же части отложений характерна серая, коричнево-серая, коричневая, темно-серая окраска, обусловленная присутствием тонкодисперсного углеродистого вещества.

Тонкообломочные и тонкокристаллические ангидритсодержащие доломиты пользуются наибольшей распространенностью, составляя более 40 % охарактеризованного kernom разреза. Они образуют слои толщиной от 0.1 до 6.0 м. Среди обломочных разновидностей преобладают доломиты, пелитоморфные доломиты, значительно реже встречаются мелкообломочные доларениты.

Примесь силикокластики незначительная и нередко полностью отсутствует. По распространенности в ее составе преобладают мелкие изометричные и уплощенные частицы измененной тефры и только в нижней части подсветы появляется алевритовая примесь кварца, мусковита, биотита, рудных минералов, единичных зерен полевых шпатов и турмалина.

Наряду с неслойчатыми и неяснослойчатыми участками в литотипе встречаются отчетливо градационно-слойчатые, параллельно-слойчатые, микрослойчатые и редко прерывисто-волнистослойчатые отложения. Градационные слои имеют толщину от долей до 20 см. В градационном распределении материала наряду с обломочным доломитом участвует также и обломочный ангидрит.

Значительно уступают этому литотипу в распространенности тонко-, микрокристаллические доломиты без признаков обломочного строения, содержащие вкрапленность кристаллов ангидрита и его тонкокристаллические слои. Они рассматриваются как эвапоритовые образования.

Пакеты тонкопереслаивающихся тонкообломочных доломитов, ангидритов, глинистых и смешанного состава пород в пределах охарактеризованного kernom разреза подсветы составляют около 30 %. В нижней части подсветы этот литотип практически отсутствует. Пакеты переслаивания имеют мощность от 0.05 до 2.50 м и обладают полосчатым распределением окраски: чередованием светло-серых, серых, серо-зеленых слоев. На нескольких уровнях отмечается развитие красноцветных пакетов (вишневых глинистых пород и розовых доломитов и ангидритов). В отличие от других литотипов, где углеродистое вещество выступало ведущим пигментом, здесь его роль сводится до минимума. Примесь алевритовой силикокластики в этом литотипе незначительна, она сложена рассеянными зернами кварца, мусковита, биотита, рудных минералов, тонкообломочной тефры. Последняя представлена как мелкими чешуйчатыми частицами, так и более крупными изометричными зернами и «шариками» мелко-, тонкопесчаной размерности. Литотип обладает контрастно выраженной градационной, параллельной, реже линзовидной, пологокосой, волнистой тонкой слойчатостью. Как правило, обломочный ангидрит сосредоточен совместно с обломочным доломитом и примесью силикокластики у основания градационных слоев, глинистый и пелитоморфный доломитовый материал приурочен к их верхним частям. Встречаются градационные слои, состоящие практически целиком из обломочного ангидрита (ангидритовые штормовые турбидиты). Характерны также кластические микродайки доломит-глинистого, редко обломочно-ангидритового состава.

Интракластовые глинисто-ангидрит-доломитовые брекчии значительно уступают в своей распространенности вышеописанным литотипам. Толщина слойков и слоев изменяется от 0.07 до 0.80 м. Этот литотип в своем распространении тяготеет к верхней половине подсвиты. Описываемый литотип относится к интракластовому типу штормовых брекчий, поэтому состав обломков и цемента определяется набором вмещающих брекчию пород.

Седиментационно нарушенные, будинированные первично-слоистые породы — «конгломеративные известняки» слагают единичные прослои мощностью не более 0.8 м (рис. 2, *а*).

Тонко-, мелкокристаллические ангидриты образуют прослои толщиной от 0.05 до 0.85 м. Они слагают около 5 % от мощности охарактеризованного керном разреза подсвиты. Для них характерна чаще всего неотчетливая, неясная параллельная слоистость. В меньших масштабах развита микрослоистость, напоминающая пластово-строматолитовую. Вместе с этим, среди ангидритов встречаются также прослои ангидритовых интракластиков и слойки ангидритовых штормовых турбидитов, прерывающих эвапоритовое фоновое накопление сульфатных отложений (см. рис. 2, *б*).

Строматолитовые доломиты и известняки образуют слои мощностью от 0.03 до 1.35 м (см. рис. 2, *в, г*). Они составляют около 5 % от мощности охарактеризованной керном подсвиты. Преобладают доломитовые строматолитовые породы, известняки встречаются только в верхней части охарактеризованного керном интервала. По строению выделяются пластовые, столбчатые и желваково-столбчатые строматолиты. В одном из прослоев на пластово-строматолитовом основании отмечается развитие столбчатых строматолитов. Иногда однородное чередование ламин нарушается появлением отдельных слойков, обогащенных либо мелкими доломитовыми оолитами, либо обильной примесью тейфры, состо-

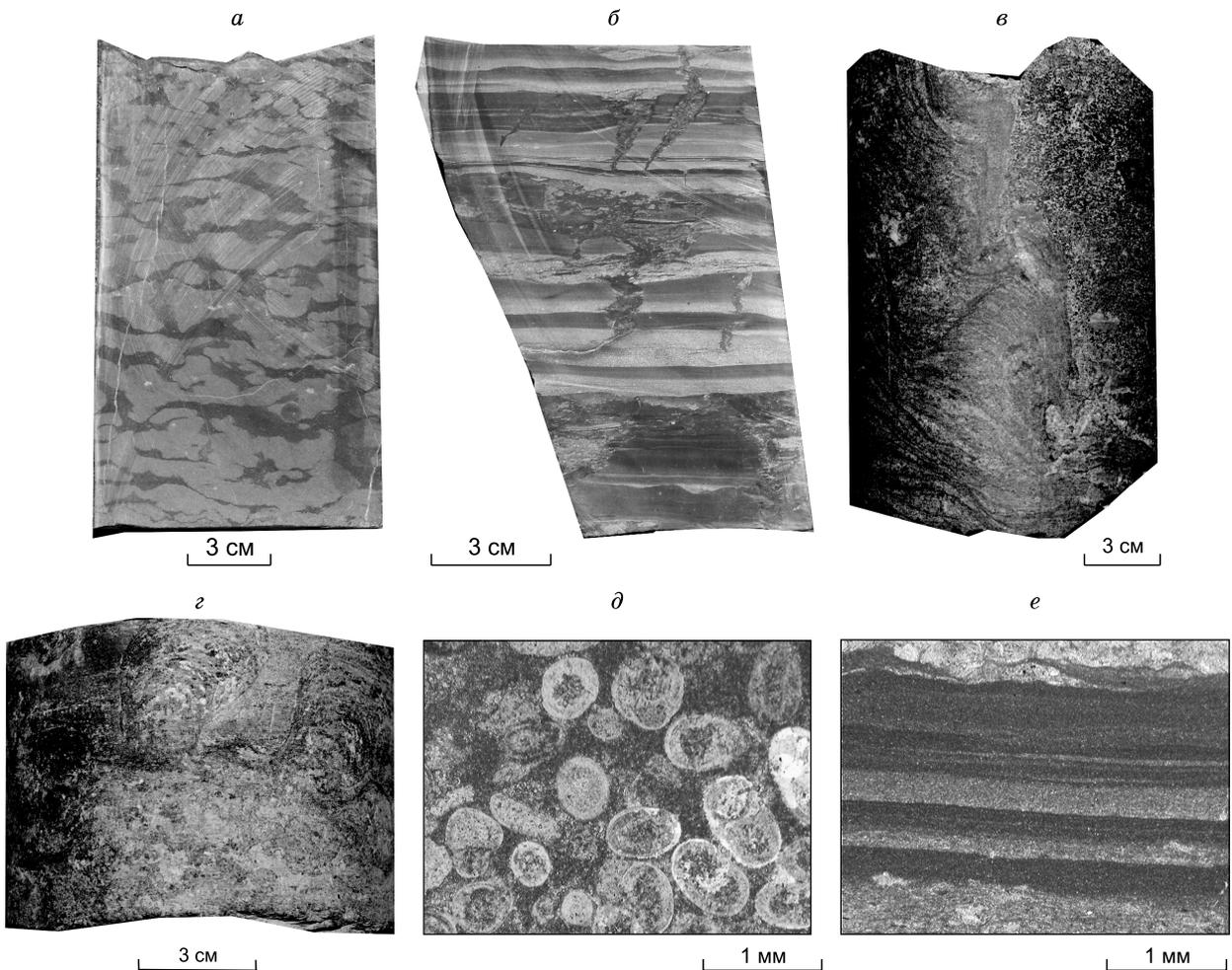


Рис. 2. Типичные породы оксымской (усольской) свиты (скв. Восток-4):

а — седиментационно нарушенное переслаивание светло-серых кальцилитов и темно-серых глинистых пелитоморфных известняков — палеосейсмита (пришлифовка); *б* — штормовые глинисто-доломит-ангидритовые турбидиты (пришлифовка); *в* — канал в строматолитовой постройке, заполненный мелкими оолитами (керна); *г* — желваково-столбчатые строматолитовые известняки (керна); *д* — оолитовый доломит (шлиф); *е* — светло-серые градационные микрослойки, сложенные обломочными доломитом и ангидритом (шлиф).

ящей из уплощенных хлопьевидных частиц или изометричных часто округлых частиц мелкопесчаной размерности. Вулканические частицы, как правило, карбонатизированы, окремнены, ожелезнены, замещены монтмориллонитом.

Столбчатые и желваково-столбчатые строматолиты в керне представлены столбиками диаметром от 1 до 8 см и высотой от 4 до 30 см. Иногда столбики имеют кочанообразную форму. В одном прослое зафиксирован наклон мелких коротких столбиков в одном направлении, обусловленный, по-видимому, воздействием однонаправленного течения. Межстолбиковое пространство заполнено уплощенными фрагментами строматолитовых ламин, либо мелкооолитовым осадком (рис. 2, д), иногда с ангидритовым поровым и крустификационным цементом.

Тонко-, мелкообломочные известняки образуют слои толщиной от 0.1 до 1.2 м. Они составляют около 5 % мощности охарактеризованного керном разреза подсвиты и встречаются только в самой верхней ее части. Единичные слои представлены мелкокристаллическими ангидритовыми известняками без признаков обломочного строения, которые могут являться либо эвапоритовыми образованиями, либо перекристаллизованными тонкообломочными известняками с полной потерей признаков обломочного строения.

В разрезе скв. Восток-3 уровню усольской и оксымской свит соответствует нижнечурбигинская подсвита (интервал 3786—3870 м, истинная мощность 84 м) и, возможно, самая нижняя часть верхнечурбигинской подсвиты.

Нижнечурбигинская подсвита представлена переслаиванием пелитоморфных известняков, тонкозернистых кальцилитито-аренитов, темно-серых пиритсодержащих глинисто-карбонатных пород с частыми прослоями около 10 см черных пиритоносных аргиллитов и линзами, прослоями кремней. Верхнечурбигинская подсвита целиком сложена седиментационно будинированными тонкопереслаивающимися кальцилититами и карбонатно-глинистыми породами — «конгломератовидными известняками».

Пелитоморфные известняки и кальцилититоарениты неясно-слоистые. Они содержат незначительную алевритовую примесь кварца, полевых шпатов, мусковита и плохой сохранности известковые спиккулы.

Глинисто-карбонатные пиритоносные породы и аргиллиты обладают темно-серой, черной окраской. В них встречаются линзочки кремней и пирита. Породы нередко обладают микрослоистостью. Отмечается постоянная примесь алевритового материала, представленного кварцем, плагиоклазами, слюдами. Описываемый литотип иногда содержит повышенные количества углеродистого вещества, достигающие по петрографическим данным в отдельных слоях около 25 %.

В разрезе скв. Вездеходная-4 к нижнекембрийским отложениям отнесена **лисицинская толща** (инт. 3541.5—4824.0 м) [Конторович и др., 1999; Елкин и др., 2000]. Она подразделяется на шесть пачек. Гравелитопесчаники первой пачки залегают на палеогипергенно измененных гранодиоритах [Сараев, Пономарчук, 2005]. Они обладают неясно выраженной параллельной слоистостью и плохой сортировкой. Обломкам свойственна различная окатанность. В их составе развиты плагиоклаз и кварц, более редки гравийные обломки гранодиоритов. К редким обломкам относятся глинисто-песчаные и глинисто-алевритовые литокласты. Иногда встречаются фрагменты окатанных обломков кварца с регенерационными оторочками. Приведенные факты, а также особенности геохимии гравелитопесчаников [Сараев, Пономарчук, 2005] убедительно свидетельствуют об осадочной природе описанной пачки. Палеогипергенное изменение гранодиоритов, выразившееся в широко проявленной общей ожелезненности породы, пелитизации полевых шпатов, замещении темноцветных минералов хлоритом и гематитом, затухает с глубиной вниз по разрезу при удалении от древней поверхности денудации. В отличие от гранодиоритов, перекрывающие их базальты не испытали ожелезнения и пелитизации.

Пачки, сложенные базальтами (спилитами) и долеритами, чередуются в разрезе с пачками, представленными вулканогенно-терригенными отложениями: дистальными турбидитами туффитового, глинисто-алевритового, туффового состава с редкими слоями силицитов.

Отложениям усольско-оксымского уровня на крайнем востоке Предъенисейского седиментационного бассейна, уже в пределах западной окраины Енисейского кряжа отвечает нижняя часть **лебяжинской свиты**. Лебяжинская свита подразделяется на три подсвиты. Возраст нижнелебяжинской подсвиты по палеонтологическим данным обосновывается как венд-нижнекембрийский [Григорьев, Репина, 1956; Заварзин, Чернышева, 1965; Бутаков и др., 1975; Качевский и др., 1998; Кочнев, Карлова, 2007], при этом граница между вендом и кембрием литологически отчетливо не выражена и проводится по смене довольно редкой фауны. В наиболее представительном разрезе по р. Чапа (2 км ниже устья Бурной) в составе нижнелебяжинской подсвиты выделяются две пачки, нижняя из которых сложена доломитами с редкими прослоями алевроаргиллитов у подошвы и микрофитолитами юдомского комплекса, а верхняя представлена доломитами с брекчиевидными текстурами, линзами кремней, глиптоморфозами каменной соли и, прослоями строматолитов, характерных для усольского горизонта [Бутаков и др., 1975]. Залегающая выше средне-лебяжинская подсвита сложена темно-серыми, серыми доломитами с

многочисленными прослоями строматолитовых доломитов и обилием кремнистых стяжений. В 40 м от подошвы средней подсвиты встречены остатки трилобитов, отнесенных к эльгянскому горизонту, а в 190 м от подошвы найдены трилобиты *Bulaiaspis prima* Lerm. [Григорьев, Репина, 1956], принадлежащие толбачанскому горизонту или бельской свите. Таким образом, в этом наиболее представительном разрезе лебяжинской свиты к усольскому уровню относится верхняя пачка брекчиевидных с кремнями доломитов нижней подсвиты и, возможно, нижняя часть (не более 40 м) среднелебяжинской подсвиты, представленная доломитами с прослоями строматолитов и выделениями кремней.

Для сопоставления нижнекембрийских разрезов глубоких скважин в левобережье Енисея с одно-возрастными разрезами на западной границе Енисейского кряжа (правобережье Енисея), безусловно принадлежащими восточной части Предьенейского седиментационного бассейна, нами были детально изучены наиболее западные приенисейские разрезы по естественным обнажениям (см. рис. 1, 3).

В разрезе по р. Исаковка на левом ее берегу в 8 км от устья (см. рис. 1, 3) лебяжинская свита залегает на известняках сухореченской свиты (верхний рифей). Благодаря находке в этом разрезе (более чем в 1000 м от его основания) трилобитов рода *Pseudoeteraspis* [Заварзин, Чернышева, 1965], отнесен-

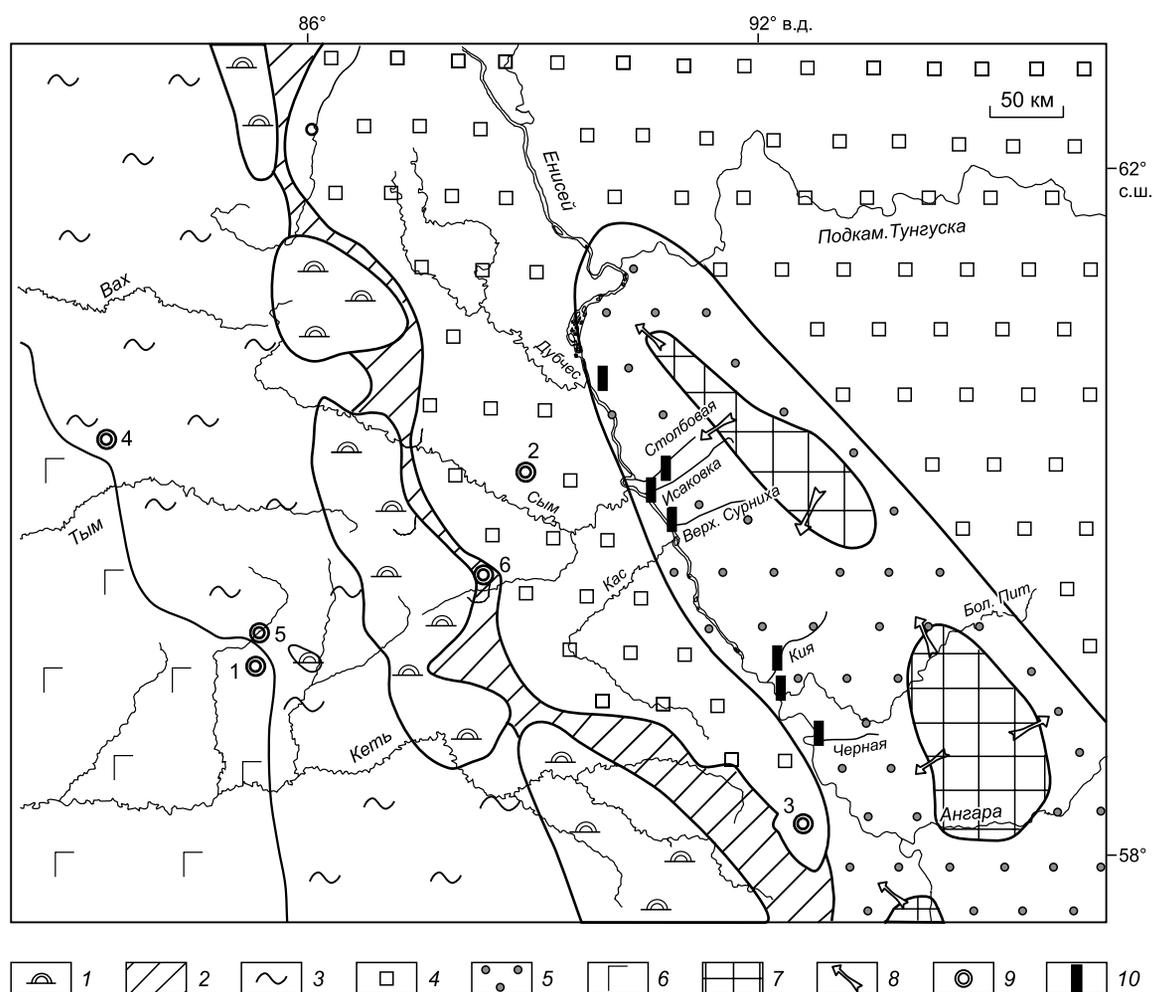


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема Предьенейского бассейна и смежных территорий Сибирской платформы.

Ранний кембрий, усольское время, по [Сараев и др., 2013] с дополнениями и изменениями. 1 — строматолитовые барьерные рифы; 2 — тыловые шлейфы рифовой системы (обломочные известковые, доломитовые отложения); 3 — карбонатные отложения открытого шельфа и континентального склона (передовые шлейфы рифовой системы, склоновые и бассейновые отложения); 4 — эвапоритовые отложения эпиконтинентального моря с преобладанием галита; 5 — терригенные и обломочно-карбонатные (с признаками эвапоритизации) отложения прибрежной зоны эпиконтинентального моря с изменчивой соленостью вод и непостоянной береговой линией; 6 — терригенно-карбонатно-вулканогенные (с прослоями силицитов) отложения задугового (окаймленного) бассейна (активная часть окаймленного моря); 7 — область размыва и сноса (островная суша с расчлененным рельефом); 8 — общее направление сноса; 9 — скважины, использованные для составления литолого-палеогеографической схемы: 1 — Вездеходная-4, 2 — Лемок-1, 3 — Аверинская-150, 4 — Восток-1, 5 — Восток-3, 6 — Восток-4; 10 — местоположение разрезов по естественным обнажениям.

ных к ленскому ярусу, этот разрез уверенно сопоставлен с лебяжинской свитой [Хоментовский и др., 1972]. Ранее его относили к немчанской свите [Семихатов, 1962]. Нижнелебяжинская подсвита в этом разрезе, по нашим данным, внизу представлена пачкой (140 м) желто-серых доломитов (долосилтиты, доларениты) толстоплитчатых с прослоями песчаных доломитов. Выше залегает пачка мощностью около 175 м средне-, крупнозернистых песчаников с прослоями гравелитопесчаников и гравелитов. Завершает разрез нижнелебяжинской подсвиты пачка мощностью 90 м доломитов с прослоями песчаных доломитов.

В этом разрезе среднелебяжинская подсвита представлена снизу пачкой коричнево-серых массивных доломитов (доларенитосилтитов) мощностью 120 м с линзовидными выделениями кремней; выше пачкой (10 м) тонкого переслаивания серых доларенитов и вишневого карбонатно-алевритоглинистых пород; далее пачкой (50 м) коричнево-серых доломитов с прослоями и линзами коричневых кремней; выше пачкой (100 м) кавернозных светло-коричневых доломитов с запахом сероводорода и керосина и, наконец, завершающей пачкой (180 м) песчаных доломитов, кремнистых доломитов с прослоями кремней и горизонтами кремнистых конкреций. По аналогии с разрезом на р. Чапа с усольскими отложениями могут быть сопоставлены верхняя пачка доломитов (90 м) нижней подсвиты и, возможно, первые три пачки средней подсвиты. Одним из возможных вариантов может быть также рассмотрение в составе усольских отложений и пачки песчаников мощностью 175 м.

В разрезе среднего течения р. Столбовая (см. рис. 1, 3) на тонкослойчатых известняках мутнинской свиты залегают отложения нижней подсвиты лебяжинской свиты. Они представлены в нижней части вендской толщей мощностью 185 м светло-коричневых, желтых микритовых доломитов с сильным битуминозным запахом с многочисленными прослоями пластово-строматолитовых доломитов и более редкими прослоями красноцветных песчаных доломитов. Выше, как и в разрезе по р. Исаковка, залегает толща песчаников, гравелитопесчаников в нижней части с прослоями конгломератов, алевролитов и более редких тонколистчатых черных алевроаргиллитов. Мощность терригенной толщи около 170 м. Выше залегает пачка доломитов, песчаных доломитов с карстовыми брекчиями обрушения мощностью 40 м. Залегающие еще выше песчаные доломиты с конкрециями и прослоями кремней, рябью волнения и редкими глиптоморфозами галита мощностью около 135 м, по-видимому, относятся к среднелебяжинской подсвите. В этом разрезе отложения, начиная от подошвы песчаников, сопоставляются с усольским уровнем (см. рис. 1).

В разрезе на правом берегу Енисея напротив устья р. Дубчес (см. рис. 1, 3) нижняя часть лебяжинской свиты представлена, как и в разрезах по рекам Исаковка и Столбовая, толщей доломитов с оценочной мощностью более 230 м. В нижней части толщи на границе ее с подстилающими тонкослойчатыми известняками рифея (сухореченская свита) широко развиты интракластовые известняковые брекчии, слагающие крутоврезанные подводные каналы размыта вблизи подошвы нижнелебяжинской подсвиты. Как и в вышеописанных разрезах Енисейского края, вендская доломитовая толща с признаками строматолитового строения в самой верхней части перекрывается толщей полевошпат-кварцевых песчаников, сопоставляемая с основанием усольской свиты (см. рис. 1) мощностью около 240 м. Нижнелебяжинская подсвита завершается пачкой переслаивающихся досилтитов и глинистых доломитов мощностью около 460 м. Среднелебяжинская подсвита видимой (неполной) мощностью около 630 м представлена переслаиванием толстоплитчатых доломитов (досилтитов) и глинистых, песчаных доломитов с конкрециями и прослоями кремней. В верхней половине появляются прослои пластово-строматолитовых доломитов и известняков, развивается кавернозность, появляется сильный битуминозный запах, глинисто-песчаные доломиты местами приобретают вишневую окраску, в них появляются глиптоморфозы галита.

Разрез нижнелебяжинской подсвиты на правом берегу Енисея выше устья р. Верхняя Сурниха (см. рис. 1, 3) представлен следующими пачками (снизу вверх).

1. Переслаивающиеся массивные светло-коричневые доломиты со слабым запахом керосина, пакеты тонкослойчатых слюдистых, глинистых, песчаных градиционно-слойчатых доломитов и пестроцветных (вишневых, зеленых) алевроаргиллитов. Мощность около 60 м.

2. Гравелитопесчаники светло-серые до белых с доломитовым цементом плохо сортированные с включениями галек размером до 5 см. Слоистость линзовидная, грубая косая. Направление палеотечений (по замерам азимутов падения косой слоистости) на юго-восток, восток. Полуокатанные (преобладают), неокатанные обломки псефитовой размерности сложены кварцем (80—90%), полевыми шпатами, в песчаных фракциях доля полевых шпатов увеличивается. Аксессуарные обломки представлены доломитами и филлитами. Мощность 10 м.

3. Доломиты светло-желтые, неслойчатые местами с мелкими кавернами выщелачивания. Видимая мощность около 50 м.

Гравелитопесчаники и доломиты третьей пачки отнесены к усольским отложениям.

Подобные элементы строения кембрийской части лебяжинской свиты характерны также для разрез правых притоков Енисея — рек Кия и Черная (см. рис. 1, 3).

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Наиболее широко распространенными в составе усольских отложений (скв. Аверинская-150) являются эвапоритовые осадки бассейнового типа, представленные каменной солью. В качестве второстепенных отложений этого типа выступают эвапоритовые тонкокristаллические ангидриты, доломиты и редко известняки. Еще более редки кремнистые отложения, встречающиеся среди каменной соли и сульфатно-карбонатных отложений и относящиеся, по-видимому, также к эвапоритовым образованиям [Folk, Pittman, 1971]. К наиболее широко распространенным типичным межсолевым отложениям усольского уровня относятся тонко-, мелкообломочные доломиты и известняки, по распространенности в общем объеме приближающиеся к солям. К редким генетическим типам осадков, но исключительно важным для восстановления характера осадконакопления, относятся интракластовые брекчии взламывания, взмучивания слабоуплотненных илов, конденсированные слои перемытой фауны, маломощные прослои строматолитовых известняков и доломитов.

Широкое развитие градационной, параллельной, косой слойчатости, образующей текстурные последовательности А. Боума [Booma, 1962], свойственные турбидитовым образованиям, позволяет отнести к ним большую часть обломочных карбонатных и сульфатно-карбонатных отложений. Вместе с тем присутствие по всему разрезу наряду с ними брекчии взламывания и конденсированных прослоев вымытой фауны, а в средней и верхней части разреза прослоев строматолитов свидетельствует о сравнительно мелководном характере отложений и господстве штормовой седиментации. Подобные отложения, как правило, относят к турбидитам, порожденным штормами [Циклическая..., 1985; Джонсон, Болдуин, 1990]. Штормовыми процессами тонко-, мелкообломочный материал известкового и сульфатно-доломитового состава мобилизовывался на более высоком гипсометрическом уровне бассейна, соответствующем литоральным и супралиторальным фациям, где господствовали рифовая и сульфатно-карбонатная эвапоритовая седиментация. Этот материал сносился в центральную, сравнительно более глубоководную часть вытянутого субмеридионального суббассейна, являющегося крупным заливом Восточно-Сибирского солеродного бассейна [Дашкевич, Каштанов, 1990; Сараев и др., 2004, 2013]. Накапливающиеся обломочные сульфатно-карбонатные осадки были плохо сортированными, плохо отмытыми со значительной долей в цементе иловой фракции. Глубина суббассейна в месте заложения скв. Аверинская-150 вначале (раннеусольское время) превышала предельные глубины развития строматолитовых образований, и только начиная со среднеусольского времени в разрезе появляются первые прослои наиболее глубоководных «угнетенных» строматолитов. Максимальная глубина их развития по некоторым оценкам составляет около 50 м [Петров, 1996]. Прослои интракластовых брекчии и конденсированных слоев, сложенных вымытыми из карбонатных илов тонкими раковинами, отвечают эпизодам наиболее катастрофических штормов, способных воздействовать на иловые осадки суббассейна.

Тонко-, мелкообломочный силикокластический материал, присутствующий в качестве примеси в составе обломочных сульфатно-карбонатных пород, поступал главным образом со стороны островной суши на месте Енисейского кряжа. Вместе с тем не исключается еще один источник силикокластики — синхронная осадконакоплению тонкая эоловая тефра кислого состава, распространяющаяся эоловым путем из островодужной области, реконструируемой на западе от солеродного суббассейна [Конторович и др., 1999; Сараев и др., 2004, 2013].

Одновозрастные усольской свите образования оксымской свиты (разрез скв. Восток-4, см. рис. 1, 3), вскрытые на границе солеродного суббассейна и ограничивающего его с запада барьерного рифа, заметно отличаются от вышеописанных своим фациальным обликом. В первую очередь здесь полностью отсутствует солеобразование, а эвапоритовые процессы связаны с периферийным накоплением только сульфатно-карбонатных отложений.

Наиболее распространенные литотипы нижнеоксымской свиты свидетельствуют о сравнительно мелководных обстановках осадконакопления. Незначительное количество прослоев пластово-строматолитовых доломитов в разрезе скв. Восток-4 и небольшая их мощность указывают на угнетенный характер строматолитообразования, развивающегося на максимально возможных для него глубинах. Среди господствующих карбонатных отложений преобладали продукты разрушения строматолитовых построек, занимающих гипсометрически более возвышенные части бассейна. Эта область находилась к западу от места заложения скв. Восток-4 (см. рис. 3). Карбонатное осадконакопление было полностью изолировано от поступления силикокластики, так как терригенные потоки со стороны Енисейских островов разгружались в наиболее прогнутах части солеродного суббассейна и уже не распространялись на противоположном склоне, принадлежащем рифогенной гряде. Биогенно-обломочное накопление карбонатных осадков чередовалось с образованием прослоев карбонатно-сульфатных эвапоритов. Имело место также накопление переотложенного штормами карбонатно-сульфатного эвапоритового материала.

Позднеоксымские отложения представлены главным образом доломитами и эвапоритовыми доломитами. Отложения с дискретно распределенной примесью глинистого вещества часто были подвержены седиментационному брекчированию, связанному со штормовыми процессами. В самой верхней части верхнеоксымских отложений впервые в общем разрезе кембрия встречаются своеобразные конгломератобрекчии — «конгломератовидные известняки», возникновение которых было обусловлено палеосейсмическими процессами. Более редки маломощные прослои мелкокристаллических эвапоритовых ангидритов, угнетенных строматолитовых образований и тонкообломочных известняков.

Наиболее распространенной является нормально-градационная и параллельная слоистость, характерная для дистальных штормовых турбидитов. При этом в градационных слоях нижняя часть часто сложена обломочным ангидритом и доломитом с незначительной примесью силикокластики. Встречаются градационные слойки, состоящие практически целиком из обломочного ангидрита, — ангидритовые штормовые турбидиты (см. рис. 2, б, е). Штормовые интракластовые брекчии состоят из обломков доломитов, ангидритов, глинисто-доломитовых, доломит-ангидритовых пород.

Среди строматолитов выделяются пластовые, столбчатые и желваково-столбчатые разновидности (см. рис. 2, в, з). В одном из слоев на пластово-строматолитовом основании отмечается развитие столбчатых строматолитов, что отвечает самой нижней границе фотосинтеза и максимальным глубинам распространения строматолитовых построек — ниже 50 м [Петров, 1996]. В отдельных прослоях строматолитов отмечается однонаправленная деформация столбиков строматолитов, вызванная существованием устойчивых течений одного направления.

По сравнению с нижней подсветой формирование сульфатно-карбонатных отложений верхнеоксымской подсветы в месте заложения скв. Восток-4 происходило при некотором углублении бассейна и начавшемся поступлении тонкодисперсного силикатного материала. При этом преобладала штормовая седиментация с господством дистальных штормовых турбидитов глинисто-ангидрит-доломитового состава. Примесь тонкой кислой тефры, распространяющейся с помощью ветров, указывает на активизацию вулканических процессов в реконструируемой к западу от места заложения скважины вулканической дуге [Конторович и др., 1999; Сараев и др., 2004, 2013]. Тефра имела щелочной ультракалиевый состав. Так, содержание K_2O в тефроидах оксымской свиты может достигать 11.4 %. Существование достаточно редких пакетов красноцветов среди отложений, содержащих глинистое вещество, указывает на первое появление тонкодисперсного вулканического материала, содержащего окисленное реакционноспособное железо. Эта активизация нашла отражение и в появлении в разрезе палеосейсмитов — «конгломератовидных известняков» (палеосейсмических брекчий — седиментационно будинированных тонкослоистых глинисто-карбонатных пород). При образовании «конгломератовидных известняков» главным фактором, преобразующим спокойно залегающие ровнослоистые осадки в мономиктовые брекчии с субгоризонтально ориентированными однородными уплощенными обломками, были палеосейсмические толчки [Seilacher, 1969; Сараев, 2012]. В обстановке плоского дна (отсутствие оползневых процессов) они по-разному воздействовали на различные по тиксотропным свойствам слойки уплотненного чистого известкового и карбонатно-глинистого ила. Первые дробились на фрагменты и, будучи в полупластичном состоянии, приобретали на конечной стадии закругленные формы, а вторые получали способность к пластическому течению и становились матриксом брекчии. Степень нарушения первичных осадков может быть разной: от дезинтеграции слойков пелитоморфных известняков на практически перемещенные плоские угловатые фрагменты — обломки и параллельные слоистости «отторженцы» до седиментационно будинированных прослоев с появлением лепешковидных, округлых обломков известняков в карбонатно-глинистом матриксе («конгломератовидные известняки»). Процессы седиментационного будинирования и массового образования мономиктовых брекчий — «конгломератовидных известняков» проходил уже в толще накопившихся осадков, но задолго до их полной литификации.

По-видимому, первое появление палеосейсмитов в различных частях Предъенисейского бассейна достаточно строго синхронизировано и поэтому может быть использовано в качестве коррелятивного уровня.

Раннечурбигинские отложения, одновозрастные усольско-оксымским, вскрыты скв. Восток-3, расположенной к западу от барьерного рифа в пределах предрифовой впадины, и в связи с этим в фациальном плане резко отличающиеся от зарифовых отложений. Облик исходных осадков подсветы указывает на бассейновый сравнительно глубоководный их характер. Появление в разрезе первых прослоев палеосейсмитов («конгломератовидных известняков») совпадает во времени с появлением их в разрезе верхнеоксымской свиты разреза скв. Восток-4. Кроме того, эпизодически возникали условия с низкой насыщенностью придонных вод кислородом, приближающиеся к эвксинскому типу обстановок. Этим обстановкам свойственны замедленные темпы осадконакопления, что прекрасно иллюстрируется сопоставлением мощностей одновозрастных отложений в различных частях Предъенисейского бассейна. Так, мощность усольских отложений (скв. Аверинская-150) составляет 1100 м, неполная мощность ок-

сымских (скв. Восток-4) — 535 м, а нижнечурбигинских в разрезе скв. Восток-4 — только 84 м. Позднее (среднепозднекембрийское время), при быстром заполнении предрифовой впадины максимальные скорости осадконакопления будут характерны именно для этой части Предъенисейского бассейна [Са- раев и др., 2013]

Разрез скв. Вездеходная-4, как и разрезы Восток-1, Восток-3, расположен в предрифовой, но в отличие от последних, в активной части раннекембрийского задугового бассейна, каким был в это время Предъенисейский седиментационный бассейн (см. рис. 1, 3). Петрохимический состав базальтоидов отвечает толеитовому и субщелочному рядам. По соотношению содержаний Th, Hf и Ta вулканыты скв. Вездеходная-4 близки к базальтам задуговых бассейнов [Конторович и др., 1999].

Турбидиты этого разреза, как правило, имеют туффитовый состав. Незначительная мощность слоев, характер их текстур, преобладание алевритовых и пелитовых фракций в составе отложений указывают на дистальный характер турбидитов, формировавшихся в пелагических частях бассейна. В нижней половине разреза среди турбидитов присутствуют редкие слои силицитов. Подобная ассоциация базальтоидов с дистальными турбидитами и кремнистыми осадками обычно указывает на глубоководный характер этих комплексов. Вулканические процессы, зафиксированные в разрезе скв. Вездеходная-4, нашли отражение в разновозрастных разрезах на востоке (скв. Восток-1, -3, -4) в виде появления примеси вулканокластиков в карбонатных породах. Следует отметить, что карбонатные породы вендского возраста (разрез скв. Восток-3) стерильны в отношении вулканокластиков, что свидетельствует о резком усилении вулканизма с началом раннего кембрия.

Таким образом, район скв. Вездеходная-4 во время накопления осадочно-вулканогенного комплекса отложений принадлежал к окраине Сибирского континента и располагался в пределах активной части задугового окраинного бассейна. Вскрытые на забое скважины гранодиориты с ксенолитами базальтоидов и залегающие на них гравелитопесчаники представляют, по-видимому, фрагмент дуги наиболее раннего периода ее существования до образования в тыловой части зоны растяжения с базальтовым магматизмом. Задуговый окраинный бассейн на востоке в неактивной своей части переходил в эпиконтинентальный бассейн с корой континентального типа, который был отделен от открытого океанического пространства системой барьерного рифа.

В правобережных разрезах Енисея формирование отложений нижнелебяжинской подсветы происходило в сравнительно мелководных прибрежных обстановках. Терригенный полевошпат-кварцевый материал поступал в осадки с островной суши на месте осевой части Енисейского кряжа (Енисейские палеострова). Площадь этой суши в конце венда—начале раннего кембрия была максимальной, так как в западной части Енисейского кряжа встречаются разрезы, где венд отсутствует, а среднелебяжинские отложения с корой выветривания в основании залегают на гранитоидах (приустьевая часть р. Кия). Обломочный карбонатный материал поступал из рифогенных построек прибрежного типа, окаймлявших западное побережье островов. Эти постройки, по-видимому, не имели непрерывного распространения, создавая мозаику отдельных рифов, обусловленную взаимным расположением островов и проливов между ними. Это подтверждается присутствием строматолитовых доломитов на описываемом уровне не во всех обнажениях. Так, они известны в разрезах по р. Столбовая, в бассейне р. Черная, на правом берегу Енисея — напротив устья Дубчеса и отсутствуют в хорошо обнаженном разрезе по р. Исаковка, а также на правом берегу Енисея у устья р. Верхняя Сурниха (см. рис. 1, 3).

Таким образом, в поздневендско-раннекембрийское время в самой восточной прибрежной части Предъенисейского седиментационного бассейна (территория Енисейского кряжа) господствовали прибрежные морские обстановки с накоплением сравнительно хорошо промытых песков, прибрежных лоскутных строматолитовых рифовых построек и сопровождающих их обломочных карбонатных отложений. Господствующие обстановки седиментации способствовали в целом накоплению отложений с потенциальной седиментационной пористостью.

В среднелебяжинской подсвете преобладают тонкообломочные доломиты, ритмично чередующиеся с глинистыми доломитами с появлением конкреций и прослоев кремней. Все это указывает на ослабление потока грубо-, крупнообломочного силикокластического материала и в целом на появление относительно более глубоководных фаций. В верхней части среднелебяжинской подсветы в обломочных карбонатных осадках появляется обильная обломочная слюда (преобладает биотит) с возникновением пород, где слюда является порообразующим компонентом. Отложения со скоплениями обломочной слюды отвечают дистальной части вновь появившегося терригенного потока со стороны Енисейских островов.

Для среднелебяжинских отложений, в отличие от подстилающих нижнелебяжинских, характерно появление в этой прибрежной части бассейна признаков эвапоритовой седиментации: частая встречаемость глиптоморфоз галита, обилие в доломитах пластинчатых порфиробластовых кристаллов ангидрита, появление постседиментационных брекчий обрушения, связанных с более поздним растворением

слоев галита и сульфатов. Таким образом, обстановки осадконакопления в среднелебяжинское время способствовали возникновению отложений, обладающих характером потенциальных флюидоупоров.

В Предъенисейском бассейне установлены два направления поступления силикокластического материала. Терригенный поток, направленный с востока, обусловлен размывом Енисейских палеоостровов. В непосредственной близости к палеоостровам появляются конгломераты, галька и валуны которых напрямую свидетельствуют о размыве главным образом протерозойских магматических и метаосадочных пород. Второй терригенный поток направлен с запада, из реконструируемой у западной границы Предъенисейского бассейна островодужной области. Силикокластика этого потока представлена вулканитами кислого, среднего и основного состава. При этом нередко маломощные градационные слои вулканогенного материала имеют однородный по составу и структуре облик, отвечая одному пеплопаду. Наряду с эоловым разномом тефры, вулканокластика поступала, по-видимому, и в водной среде за счет эрозии вулканических построек, а также при подводных излияниях. В отличие от достаточно однородного преимущественно полевошпат-кварцевого терригенного материала, поступающего со стороны Енисейских палеоостровов, силикокластика, поступающая с запада, часто резко дифференцирована — в определенных частях разреза может резко преобладать материал либо кислого, либо базальтоидного состава, отвечая общей эволюции и специфики островодужного вулканизма.

Приведенные выше материалы позволяют в самых общих чертах наметить контуры фациальных областей (см. рис. 3). Наиболее важной из них является возникшая еще в позднем венде, протяженная рифовая система в виде полосы северо-западного простирания шириной от 40 до 150 км, представляющая собой образование типа барьерного рифа (см. рис. 3). Причем именно в венде рифовая система обладала максимальной шириной, достигая на западе точки заложения скв. Восток-3. Барьерный риф, протягиваясь в направлении современного течения Енисея, соединялся на севере с рифовой системой Игаро-Норильской фациальной области [Конторович, Савицкий, 1970]. Распространение отдельных крупных рифовых построек и их ассоциаций в рифовой системе в Предъенисейском бассейне определялось, по-видимому, положительными формами подводного палеорельефа. Рифы могли тяготеть к отмершим остаточным вулканическим дугам в задуговом бассейне, образующим положительные формы рельефа [Геология..., 1987]. Подобные структурные соотношения были установлены нами в палеозое ЗСГ в предгорьях Полярного Урала [Каныгин и др., 2004]. Контуры рифовых островов и проливы между ними на рис. 3 показаны достаточно условно с использованием сейсмических и гравимагнитных материалов.

В пределах барьерной рифовой системы в раннекембрийское время по сравнению с поздневендским изменилось соотношение площадей распространения собственно рифовых построек и сопутствующих им шлейфовых фаций. В усольское время произошло формирование широкой (до 100 км) полосы отложений передового шлейфа на открытой стороне шельфа.

В позднем венде, когда начала формироваться барьерная рифовая система, глубины моря во всем Предъенисейском бассейне были незначительными и практически не отличались как в зарифовой (разрез скв. Аверинская-150), так и в предрифовой части (разрез скв. Восток-3). Начиная с раннего кембрия в связи с эволюцией задугового бассейна на крайнем западе Предъенисейского бассейна, начинает быстро формироваться предрифовый прогиб, который на начальных стадиях своего развития не компенсировался осадконакоплением. Восточный борт предрифового суббассейна был крутым, увенчанным в самой верхней части рифовыми постройками. Сложившаяся фациально-палеогеографическая обстановка способствовала в раннечурбигинское время накоплению в предрифовом суббассейне планктоногенных битумсодержащих осадков доманикового типа. Сохранению ОВ в осадках способствовало периодическое возникновение сероводородного заражения в придонном слое воды.

На востоке от рифовой барьерной гряды уже в позднем венде возник Приенисейский солеродный суббассейн, являвшийся заливом Восточно-Сибирского солеродного бассейна. Осадконакопление в его пределах контролировалось эвапоритовыми процессами, а также поступлением терригенного материала со стороны Енисейского архипелага островов и обломочного карбонатного материала с противоположной стороны — рифовой барьерной системы. Глубины этого суббассейна были незначительными — не ниже базиса штормовых волн, что привело к господству штормовой седиментации — взмучиванию и перемыву любых ранее отложившихся осадков. В осадочной летописи сохранялись главным образом карбонатные и сульфатные штормовые турбидиты, а также штормовые интракластовые брекчии. Фоновая эвапоритовая седиментация, господствующая в солеродном суббассейне, определялась в первую очередь климатом и изменениями глобального уровня моря. Немаловажную роль в этом суббассейне играла и гряда островов на месте Енисейского кряжа, являясь основным поставщиком терригенного материала. Эпизодически вблизи островов возникали недолго живущие береговые строматолитовые постройки. К востоку от гряды Енисейских островов начинался Восточно-Сибирский солеродный бассейн [Писарчик и др., 1975; Мельников, 2009; и др.].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В палеогеографическом отношении Предъенисейский бассейн в усольское время подразделяется на три области, каждая из которых несет неповторимые черты строения и развития и, соответственно, свой вклад в формирование нефтегазоносного комплекса Предъенисейской нефтегазоносной провинции. Отличие суббассейнов, расположенных к востоку и западу от разделяющей их рифовой барьерной гряды, их литологическая характеристика, темпы осадконакопления, отраженные в мощностях осадков, были настолько контрастны, что привели к обособленному для каждого суббассейна местному стратиграфическому расчленению и выделению даже собственных свит [Филиппов и др., 2014].

К нефтематеринским отложениям раннекембрийского возраста могут быть отнесены породы нижнечурбигинской подсвиты, а также вышезалегающей пайдугинской свиты, имеющей раннесреднекембрийский возраст. Эти отложения имеют характерный для доманика литологический состав и распространены к западу от барьерной рифовой системы.

При общей оценке перспектив распространения коллекторов, природа которых напрямую связана с фациальными закономерностями, наиболее важная роль отводится области развития барьерной рифовой системе. Поскольку нет ни одного полного разреза в центральной части этой области (известны разрезы только самых окраинных, в основном шлейфовых ее частей), то к оценке перспектив этой области можно подойти только с самых общих позиций. Ширина полосы барьерного рифа изменялась во времени от наиболее широкой (до 150 км) в поздневендское время до 70 км в усольское время. Протягиваясь согласно общему направлению течения Енисея, на севере рифовый барьер смыкался с подобной же рифовой системой Игаро-Норильской фациальной области.

Перспективы обнаружения коллекторов в отложениях двух других областей, разделенных рифовой системой значительно ниже. В зарифовом соллеродном суббассейне интерес представляет область, непосредственно примыкающая к архипелагу Енисейских островов. Здесь в качестве перспективных отложений могут быть рассмотрены прибрежные рифы, развивающиеся вблизи отдельных островов, а также близкие им по времени образования песчаные прибрежные толщи. Прибрежные рифы в отличие от западной рифовой барьерной системы образуют прерывистую цепочку, состоящую из изолированных построек. Близость по латерали, а часто и выше по разрезу эвапоритовых, мергелистых и глинистых отложений создает перспективу обнаружения благоприятных для скопления углеводородов локальных литологических ловушек.

Рассмотренные выше потенциальные песчаные резервуары, а также прибрежные приостровные рифы отделены от нефтематеринского глубоководного суббассейна фациальной областью развития эвапоритов. Эвапоритовые отложения могут играть роль непроницаемого барьера при возможном сублатеральном с запада на восток движении углеводородных флюидов (от области распространения нефтематеринских отложений). Вместе с тем у западной границы распространения эвапоритов часто встречаются слои обломочных перемытых ангидритов аллохтонного характера, которые могут переслаиваться с обломочными карбонатными породами и локальными рифовыми строматолитовыми постройками. Это позволяет прогнозировать на границе этих фациальных зон существование локальных резервуаров, где локальными покрывками могут служить перекристаллизованные обломочные ангидриты. Локальные резервуары можно прогнозировать на этой границе и в участках сублатерального перемещения тектонически мобилизованных масс каменной соли.

Выше в качестве потенциальных коллекторских толщ рассмотрены образования, имеющие главным образом седиментационную природу. Вместе с тем в карбонатных седиментационных комплексах широко распространены вторичные трещиноватые и совмещенные с ними в пространстве пористо-каверновые зоны, приуроченные к участкам дробления и трещиноватости — проявлениям тектонических процессов. Хотя прогнозирование зон повышенной трещиноватости карбонатных комплексов обладает менее предсказуемым результатом, чем прогнозирование седиментационных коллекторов, приведем на этот счет некоторые соображения. Рифовая барьерная система, обладающая крутым западным и сравнительно пологим восточным склоном, после накопления на западе толщи заполнения к средней части позднекембрийского времени приобрела вид флексуорообразной структуры. Подобное строение имеет область сочленения куонамско-иниканских отложений и рифового барьера на северо-востоке Сибирской платформы [Асташкин и др., 1984]. На границах резкого перегиба и резкой смены характера отложений в пределах «запечатанного» рифа возникают тектонические напряжения с образованием зон трещиноватости и сопровождающей ее вторичной кавернозности. Примером возникновения подобной трещиноватости и кавернозности служит разрез скв. Восток-3, расположенный в зоне «перегиба», где установлен пористо-трещинный коллектор в вендских рифогенных отложениях. Зоны трещиноватости также могут развиваться и на восточной границе рифовой системы в сравнительно хрупких карбонатных породах на границе их с более пластичными сульфатно-соляными эвапоритами. Трещинные зоны могут возникать в карбонатных породах и на контактах с тектонически подвижными соляными массами.

Одним из наиболее важных результатов проведенных фациальных исследований раннекембрийских отложений является установление в границах Предьенейского бассейна существования двух крупных сопредельных палеогеоморфологических структур и соответствующих им фациальных зон — предрифового некомпенсированного прогиба с начинающимися формироваться нефтематеринскими до-маниковыми отложениями нижнечурбигинской подсвиты и потенциально продуктивной барьерной рифовой системы с крутым склоном в сторону некомпенсированного суббассейна. Благоприятное сочетание этих факторов позволяет достаточно высоко оценить общие перспективы нефтегазоносности Предьенейского бассейна.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционного проекта СО РАН и УрО РАН № 50.

ЛИТЕРАТУРА

Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К., Еханин А.Е., Переладов В.С., Роменко В.И., Сухов С.С., Умперович Н.В., Федоров А.Б., Федянин А.П., Шишкин Б.Б., Хобня Е.И. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. М., Недра, 1984, 181 с.

Бененсон В.А., Самсонов А.В., Дашкевич Н.Н., Сибгатулин В.Г., Кондрашов В.А., Кривошеев Э.В. Геологическое строение и прогноз нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1987, № 9, с. 36—44.

Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1975 (8), с. 67—77.

Геология окраинных бассейнов / Под ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф. Хуэлса. М., Мир, 1987, 462 с.

Григорьев В.И., Репина Л.Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956, № 7, с. 17—24.

Дашкевич Н.Н., Каштанов В.А. Платформенные отложения палеозоя и подсолевые комплексы докембрия левобережья р. Енисей — новый объект нефтегазопоисковых работ // Докл. АН СССР, 1990, т. 315 (5), с. 1187—1191.

Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т. Мелководные моря с терригенной седиментацией // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М., Мир, 1990, 352 с.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Сараев С.В., Тищенко В.М., Анастасиева С.А., Бахарев Н.К., Богуш О.И., Вараксина И.В., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович В.А., Коровников И.В., Лучинина В.А., Сенников Н.В., Таныгин Г.И., Филиппов Ю.Ф. Новые данные по стратиграфии палеозоя крайнего юго-востока Западно-Сибирской плиты (по материалам глубокого бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (7), с. 943—951.

Заварзин Л.Г., Чернышева Н.Е. Новые данные о кембрии Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1965 (3), с. 148—151.

Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. Палеозой Щучьинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (1), с. 59—78.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998.

Конторович А.Э., Савицкий В.Е. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск, 1970, с. 95—108 (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 106).

Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (7), с. 1022—1031.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Бурштейн Л.М., Каштанов В.А., Хоменко А.В. Предьенейская нефтегазоносная субпровинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научн. совещ. 20—23 октября 2003 г., ИЗК СО РАН. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 123—127.

Конторович А.Э., Варламов А.И., Емешев В.Г., Ефимов А.С., Клец А.Г., Комаров А.В., Конторович В.А., Коровников И.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Вараксина И.В., Глинских В.Н., Лучинина В.А., Новожилова Н.В., Пегель Т.В., Сенников Н.В., Тимохин А.В. Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (11), с. 1119—1128.

Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Карлова Г.А., Клец А.Г., Конторович В.А., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Вараксина И.В., Ефимов А.С., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.Ф. Разрез венда восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (12), с. 1238—1247.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Коровников И.В., Сараев С.В., Сенников Н.В., Филиппов Ю.Ф., Варламов А.И., Ефимов А.С., Филиппов Ю.А., Постников А.А., Терлеев А.А., Карлова Г.А., Наговицин К.Е., Токарев Д.А., Батурина Т.П., Губин И.А., Кочнев Б.Б., Новожилова Н.В., Лучинина В.А. Разрез кембрия в восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-4) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1273—1284.

Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение докембрийско-палеозойских платформенных отложений в юго-восточных районах Западной Сибири // Отечественная геология, 2006, № 6, с. 62—70.

Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юга Сибирской платформы: биостратиграфия и событийные рубежи // Тр. Научн. конференции (Трофимукские чтения — 2007). Новосибирск, 2007, с. 99—102.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 146 с.

Петров П.Ю. Модель морфогенеза строматолитов // Литология и полезные ископаемые, 1996, № 3, с. 258—269.

Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л., Недра, 1975, 195 с.

Сараев С.В. Палеосейсмичность в обстановках карбонатной седиментации // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25—29 сентября 2012 г.) Т. 1. СПб., СПбГУ, 2012, с. 247—249.

Сараев С.В., Пономарчук В.А. Кембрийские гранодиориты и продукты их палеовыветривания на юго-востоке Западно-Сибирской геосинеклизы: петрография, геохимия, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1133—1138.

Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П., Карлова Г.А., Кринин В.А. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004, № 1, с. 7—18.

Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Батурина Т.П. Палеогеография Предъенисейского осадочного бассейна в венде и кембрии // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VI Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28—31 октября 2013 г.). Новосибирск, ИНГТ СО РАН, 2013, т. III, с. 73—76.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962, 242 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68).

Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В., Коровников И.В. Стратиграфия и корреляция кембрийских отложений Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 891—905.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 356 с.

Циклическая и событийная седиментация / Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М., Мир, 1985, 502 с.

Voorn A.H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam-New York, Elsevier, 1962, 168 p.

Folk R.L., Pittman J.S. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites // J. Sed. Petrol., 1971, v. 41, p. 1045—1058.

Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology, 1969, v. 13, № 1/2, p. 155—159.