

УДК 551.762 (571.56)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ТРИАСА И ЮРЫ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

В.С. Гриненко*, В.Г. Князев, В.П. Девятков*****

**Центральная поисково-съёмочная экспедиция ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология», г. Якутск*

***Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, г. Якутск*

****Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), г. Новосибирск*

Введение

Неполнота геологической летописи затрудняет реконструкцию геологической истории изученной территории Восточно-Сибирского осадочного бассейна (ВСОБ) в рассматриваемое время. Однако приведенные ниже данные позволяют достаточно убедительно обосновать основные этапы и условия формирования лаптевского подкомплекса в ВСОБ. В целом, для западной части осадочного бассейна главными особенностями явля-

ются: 1) географическое положение в общей системе Арктического супербассейна; 2) доминирующее терригенное осадконакопление с выраженной цикличностью процесса седиментации; 3) тесная связь этапов развития биоты с формированием мощных, ритмично построенных осадочных призм, синхронных тектоническим и эвстатическим событиям.

Состояние проблемы и некоторые комментарии к ней

Тектонические и эвстатические события предопределяют развитие цикличности седиментогенеза в пределах структурно-фациальных зон и приводят к формированию определенных типов разрезов лаптевского подкомплекса. Границы районов в структурно-фациальных зонах проводятся по резкой смене типов разрезов. Трансгрессивные и регрессивные события, выраженные в той или иной степени глинистыми (левинский, китербютский, лайдинский, леонтьевский, васюганский горизонты) или песчаными (зимний, шараповский, надояхский, вымский, малышевский горизонты) фациями прослеживаются в большинстве опорных разрезов в пределах изученной части ВСОБ, что свидетельствует об их региональном и, возможно, субглобальном характере.

Для отдельных частей востока Сибирской платформы и её складчатого обрамле-

ния был разработан ряд палеогеографических схем для ранне- и среднеюрского времени [Тучков, 1973; Веклич, 1979; Коростелев, 1982 и др.]. Наиболее детальные палеогеографические схемы для ранней юры западной части рассматриваемой территории были выполнены В.Г. Князевым с соавторами [Князев и др. 1991]. В наших исследованиях принята за основу эта методика реконструкции осадочного бассейна и расширен радиус ее действия не только на изученную территорию, но и на сопредельные районы ВСОБ, при этом, в палеогеографический анализ дополнительно были вовлечены западные (прибортовые) районы Виллойской синеклизы (верховья р. Виллой), а на востоке – западные крылья Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклиналиев; на севере – Хараулахский антиклинорий и примыкающая к побережью моря Лаптевых часть Омолойской

впадины, а, на юге – Алданская антеклизы (бас. р. Алдан).

Таким образом, предлагаемые палеогеографические схемы (Рис. 1-3) построены с учетом ранее разработанных методических приемов и учитывают все имеющиеся в настоящее время данные по геологической съемке, материалам бурения, тематическим и геолого-геофизическим исследованиям. В качестве дополнительного параметра для палеогеографических реконструкций впервые использован анализ песчаности част-

ных разрезов лаптевского подкомплекса по трем крупным интервалам: рэту – позднему плинсбаху; тоару – раннему бату и позднему бату – волге. Результаты этих исследований позволили существенно детализировать и уточнить существующие ранее представления об условиях накопления как морских, так и континентальных позднеэриасовых – юрских отложений и, на основе полученных материалов, создать новую модель их формирования в ВСОБ.

Палеогеография лаптевского подкомплекса Восточно-Сибирского осадочного бассейна

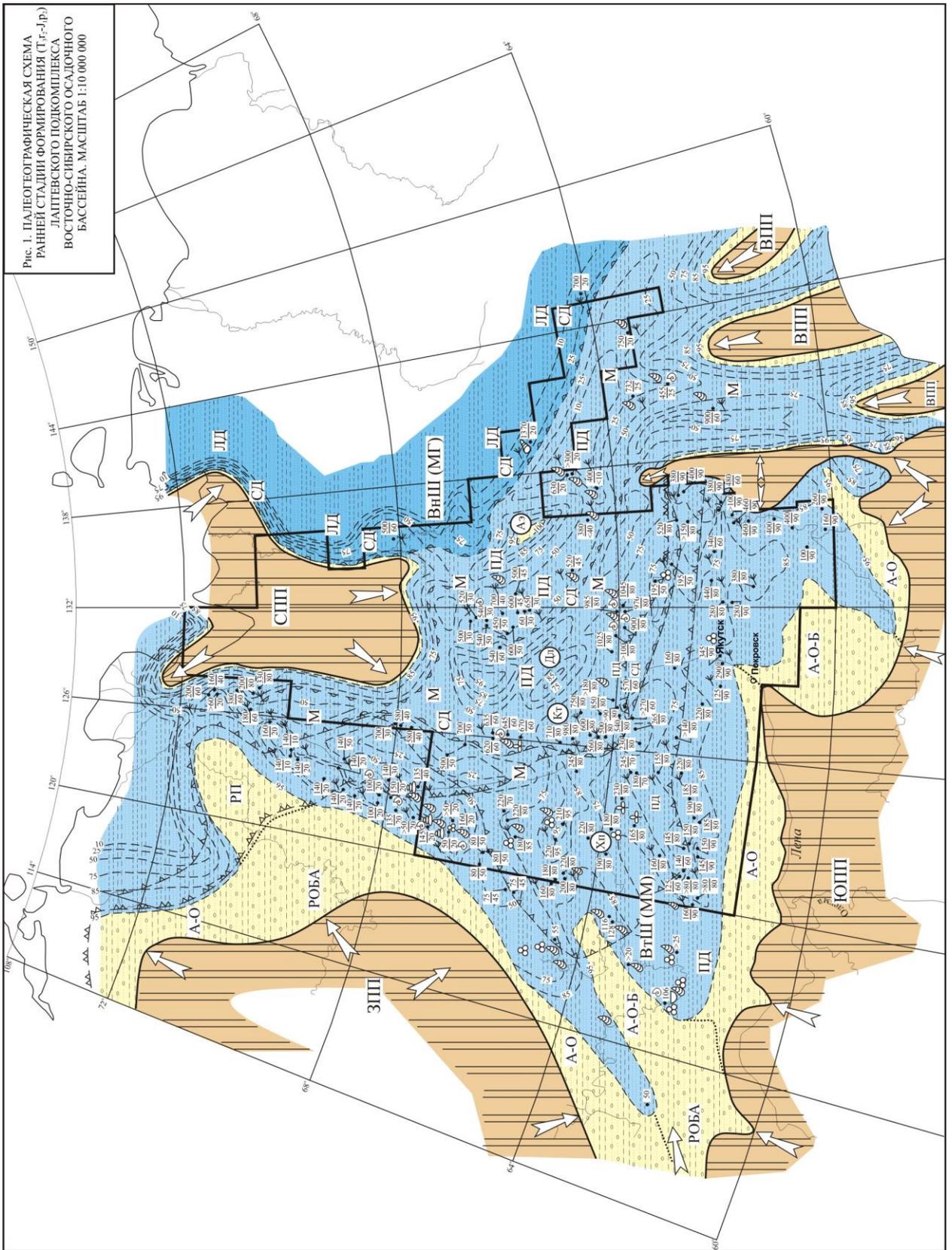
Формирование лаптевского подкомплекса (209,5 – 145,6 млн. лет) происходило в три стадии – раннюю, промежуточную и позднюю (зрелую). Стадии различаются преобладающим типом генезиса осадков: более мористым для ранней, средней и, преимущественно континентальным – в поздней (зрелой) стадии [Гриненко и др., 2007]. Каждая стадия характеризуется специфическим набором фаций и соответствующими комплексами фауны и флоры, отделена от предыдущей крупными региональными несогласиями, по времени совпадающими с кратковременными эпохами (фазами) глобальной активизации тектонических движений – древнекиммерийской [Бубнов, 1934 и др.], данлапской [Arkell, 1956] и новокиммерийской [Моисеев, 1939 и др.].

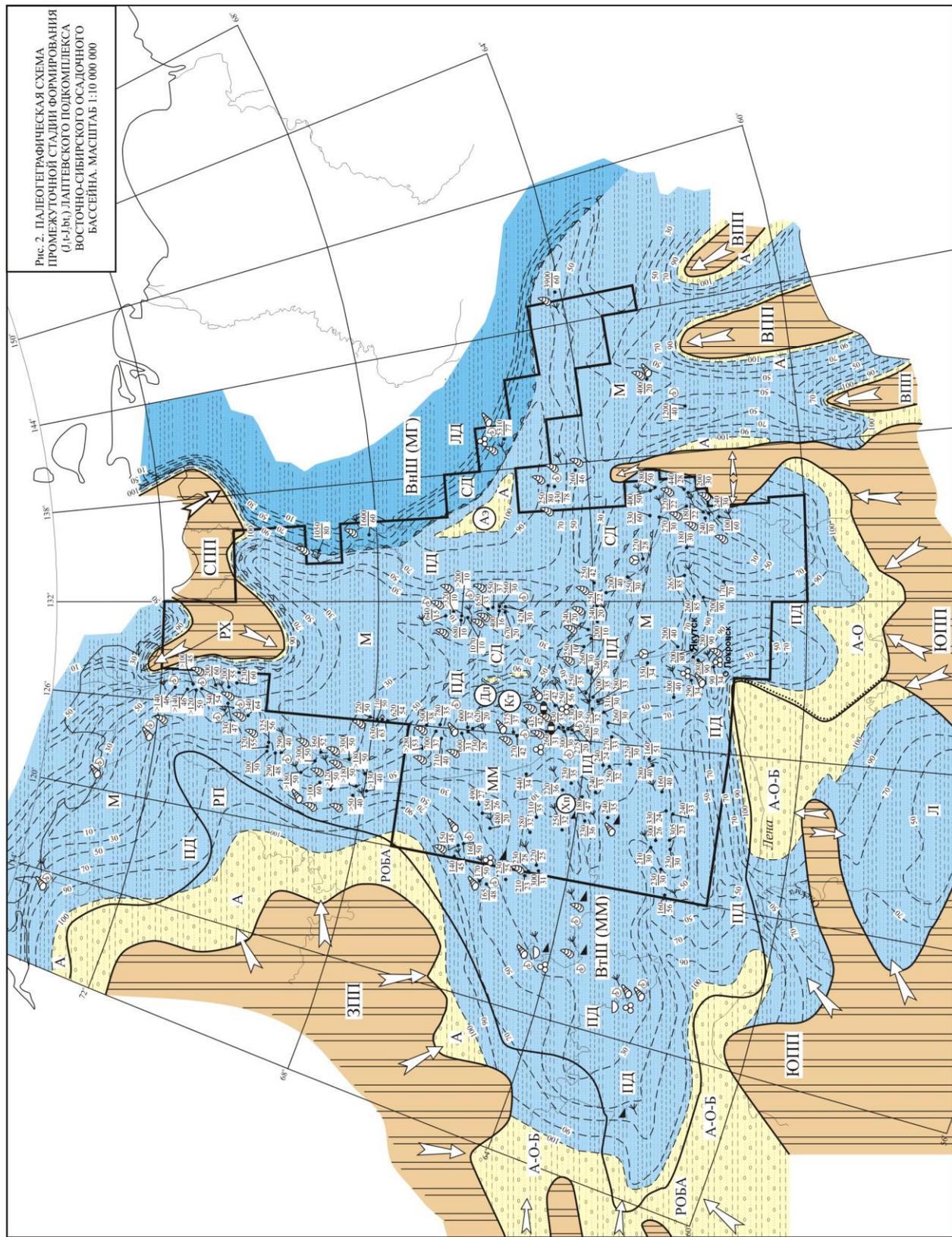
Ранняя стадия (поздний рэт (T_3r_2) – поздний плинсбах (J_1p_2)) (рис. 1)). К началу формирования лаптевского подкомплекса вдоль западной (здесь и далее в современных координатах) периферии ВСОБ (большая часть за пределами изученной территории) существовали обособленные основные области сноса [Тучков, 1973; Веклич, 1979; Коростелев, 1982, Князев и др., 1991; Prokoriev et al., 2008 и др.]. В пределах ВСОБ авторы статьи выделяют: западную (ЗПП), южную (ЮПП) (по [Князеву и др., 1991]), восточную (ВПП) (по [Коростелеву, 1982]) и северную (СПП) (по [Гриненко и др., 2007]) питающие провинции. Вдоль западного обрамления бассейна седиментации рельеф питающих провинций был различным и, нередко, значительно расчленен. ЗПП в северо-восточном обрамлении (бас. верхних течений рек Оленек, Б. Куонамка) включала горы низкие, не-

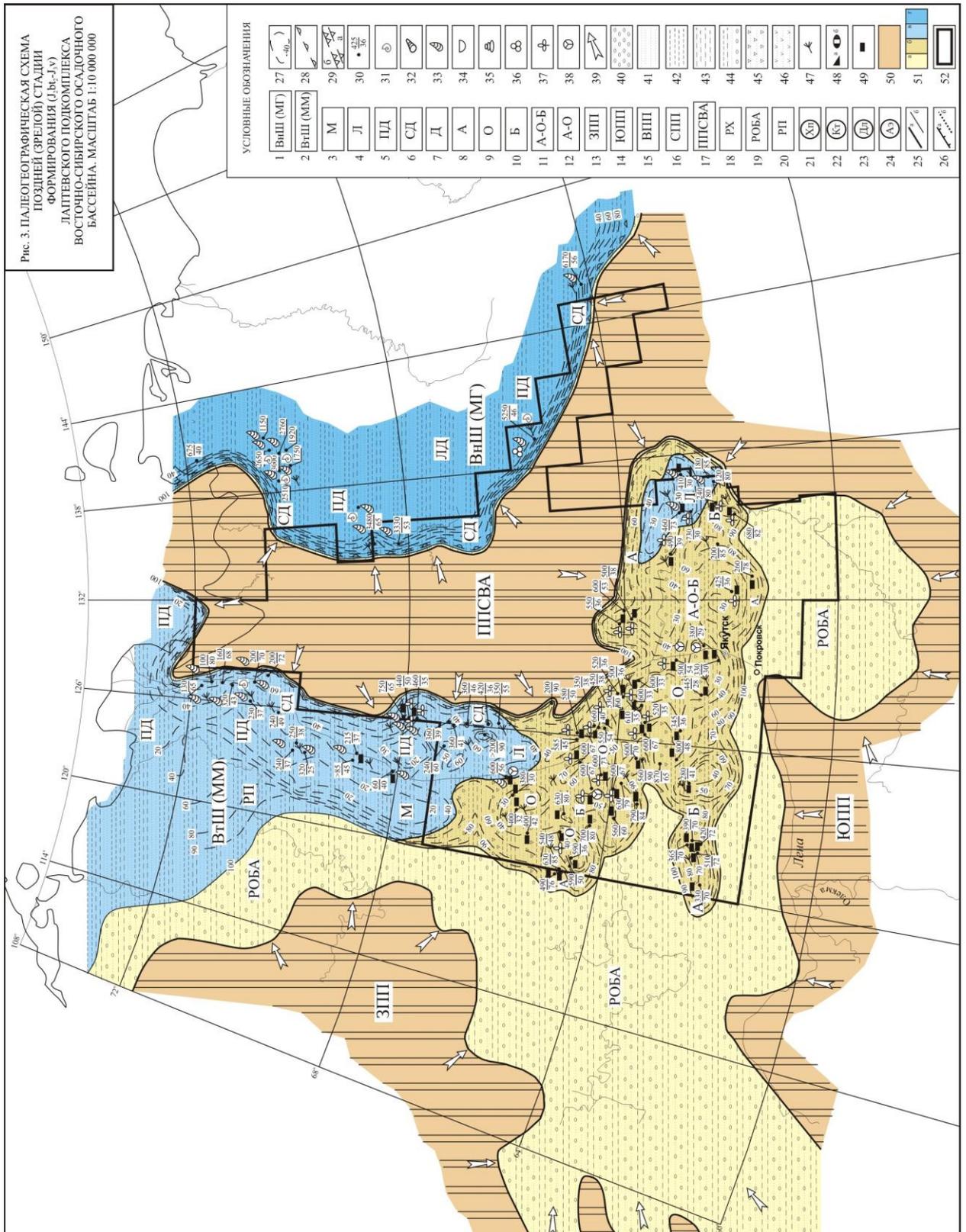
редко пенепленизированные. На юго-западе провинции (бас. верхних течений рек Котуй, Виллой) отмечалось обширное «сибирское» трапповое плато. На большей части этой области сноса (в пределах интенсивно расчлененного горного и, умеренно расчлененного увало-холмистого рельефов) имели место высотные отметки не ниже 1000 м. В южном обрамлении ВСОБ в обособленной части суши абсолютные отметки высот примерно совпадали и, в целом, указывали на расчлененный рельеф ЮПП (средние течения рек Витим, Олекма, Алдан). Здесь, как и в северо-западном обрамлении ВСОБ, располагались горы низкие, нередко пенепленизированные и горы высокие [Князев и др., 1991].

ВПП (средние течения рек Вост. Хандыга, Тыры, Юдома; верхние течения рек Мая, Улья; бас. рек Урак, Охота, Кухтуй; верхнее течение р. Иня), также как и две рассмотренные выше провинции, представляла собой расчлененную сушу [Коростелев, 1982]. Она была представлена субмеридианально ориентированными отдельными и малоформатными по площади хребтами высоких и грядами низких, нередко пенепленизированных, гор. Предполагается, что высоты здесь не превышали 1200 м.

К востоку от ЗПП, в пределах современного положения басс. рек Кенгдей, Хара-Улах, Куолай, Омолон (север ВСОБ), располагалась относительно обширная и умеренно расчлененная суша СПП, включающая элементы увалисто-холмистого рельефа в сочетании с аллювиальной равниной. Обширное пространство питающих провинций, представлявшее в целом расчлененную сушу,







Подписи к условным обозначениям (см. рис. 3) на рисунках 1-3.

Палеогеографические обстановки: 1 – Внешний шельф. Море, глубоководная часть; 2 – Внутренний шельф. Море, мелководная часть; 3 – Море, нерасчлененная часть водной среды шельфа; 4 – Лагуна, морской мелководный залив; 5 – Платформа дельты; 6 – Склон дельты; 7 – Равнина дельтовая и лагуно-дельтовая; 8 – Аллювиальная обстановка; 9 – Озерная обстановка; 10 – Болотная обстановка; 11 – Аллювиально-озерно-болотная обстановка; 12 – Аллювиально-озерная обстановка; 13 – Западная питающая провинция (в т.ч. горы высокие, средние и низкие, нередко пенеппенизированные). Типы пород в пределах древней суши: осадочные обломочные и карбонатные; изверженные (в т.ч. траппы) и метаморфические; 14 – Южная питающая провинция (в т.ч. горы высокие и низкие, нередко пенеппенизированные). Типы пород в пределах древней суши: осадочные обломочные и карбонатные; изверженные и метаморфические; 15 – Восточная питающая провинция (в т.ч. горы высокие и низкие, нередко пенеппенизированные). Типы пород в пределах древней суши: осадочные обломочные и карбонатные; изверженные и метаморфические; 16 – Северная питающая провинция (в т.ч. горы низкие пенеппенизированные, равнины холмисто-эрозионно-аккумулятивные слаборасчлененные). Типы пород в пределах древней суши: осадочные обломочные и карбонатные; изверженные породы; 17 – Питающая провинция Северо-Востока Азии (в т.ч. горы высокие и низкие, нередко пенеппенизированные. Равнины холмисто-эрозионно-аккумулятивные слаборасчлененные). Типы пород в пределах древней суши: осадочные обломочные и карбонатные; изверженные и метаморфические; 18 – Равнина холмистая эрозионно-аккумулятивная слаборасчлененная; 19 – Равнина озерно-болотная аллювиальная; 20 – Равнина прибрежно-морская в зоне неустойчивого положения береговой линии; 21 – Хапчагайский палеоуступ; 22 – Китчанский палеоуступ; 23 – Дулгалахский палеоуступ; 24 – Адыча-Эльгинский палеоуступ.

Границы: 25 – Границы: а) областей сноса; б) равнин разного генетического соподчинения; 26 – Граница морских и континентальных обстановок осадконакопления: а) морская (бергштрихи направлены в сторону морской фациальной обстановки; б) континентальная (преимущественно озерные, болотные или аллювиальные фациальные обстановки); 27 – Изолинии песчанитости (в %, величины условные. Условные значения установлены путем пересчета общей мощности отложений на мощность глинистых пород в разрезе) и интерпретированные по площади бассейна седиментации; 28 – Зоны развития подводного гравитационного обрушения с фрагментами турбидитовых потоков и градационной слоистости. Типы пород включают склоновые оползни, шлейфы рассеянных галек, щебня и валунов; мусорные брекчии; линзы осадочных микститов. Часты локальные перерывы в осадконакоплении, вплоть до выпадения определенных частей разреза; 29 – Границы цоколя: а) триасовых морских отложений (бергштрихи направлены в сторону триасового бассейна); б) триасовых прибрежно-морских отложений.

Пункты разрезов: 30 – Пункты разрезов: в числителе мощность (в м), в знаменателе – песчанитость (в %, величины условные).

Характерные группы органических остатков: 31 – Аммониты; 32 – Белемниты; 33 – Двустворки; 34 – Остракоды; 35 – Гастроподы; 36 – Фораминиферы; 37 – Флора; 38 – Споры, пыльца.

Динамика среды переноса осадков: 39 – Основные направления сноса обломочного материала водными потоками древней гидросети.

Литологический состав: 40 – Галечники, гравелиты, конгломераты; 41 – Пески, песчаники разнозернистые; 42 – Глины, алевриты, алевролиты мелкозернистые; 43 – Алевролиты крупнозернистые; 44 – Закономерное чередование пород; 45 – Включения щебня, валунов и отдельных глыб в общем матриксе терригенных пород; 46 – Включения туфоалевролитов, туфопесчаников в общем матриксе терригенных пород.

Органические включения: 47 – Обломки минерализованной древесины, растительные остатки и детрит; 48 – Сингенетичное рассеянное ОВ: а) битуминозность; б) вкрапленные и желваковые фосфориты; 49 – Угли.

Области сноса и накопления: 50 – Области сноса; 51 – Области накопления. Условия накопления осадков: а) континентальные, в зоне неустойчивого положения береговой линии; б) смешанные континентальные и прибрежно-морские; в) смешанные прибрежно-морские и морские (внутренняя часть шельфа); г) смешанные морские и прибрежно-морские (внешняя часть шельфа); 52 – Контур исследованной территории.

к рубежу 209,5 млн. лет было заметно денудировано и относительно выровнено, при этом часть поверхности низкогорного плато и элементов увалисто-холмистого рельефа древней суши была выположена, с наклоном, в целом, поверхностей плато на юго-восток (ЗПП, СПП) и северо-восток (ЮПП, ВПП).

Климат раннеюрской эпохи был теплым и влажным [Князев и др., 1991]. Реконструируется чрезвычайно разветвленная речная сеть – основной поставщик терригенного материала. Самая крупная и хорошо разработанная речными потоками аллювиальная равнина Палео-Виллюя располагалась к юго-западу от береговой линии палеобассейна, простираясь (с юго-запада на северо-восток) примерно в рамках современных очертаний Ангаро-Ленского прогиба и Виллюйской синеклизы. Боковые к ней речные системы обеспечивали не только сам Палео-Виллюй терригенным материалом, но и формировали аллювиально-озерно-болотную равнину вблизи акватории седиментационного бассейна. На обширной «Алданской низменности» была развита еще одна крупная речная система – Палео-Алдан, впадающий в обширный залив (лагуну). В пределах этой речной системы были широко развиты непротяженные и неглубокие, нередко угнетенные долины мелких боковых притоков и многочисленные проточные и старичные озера.

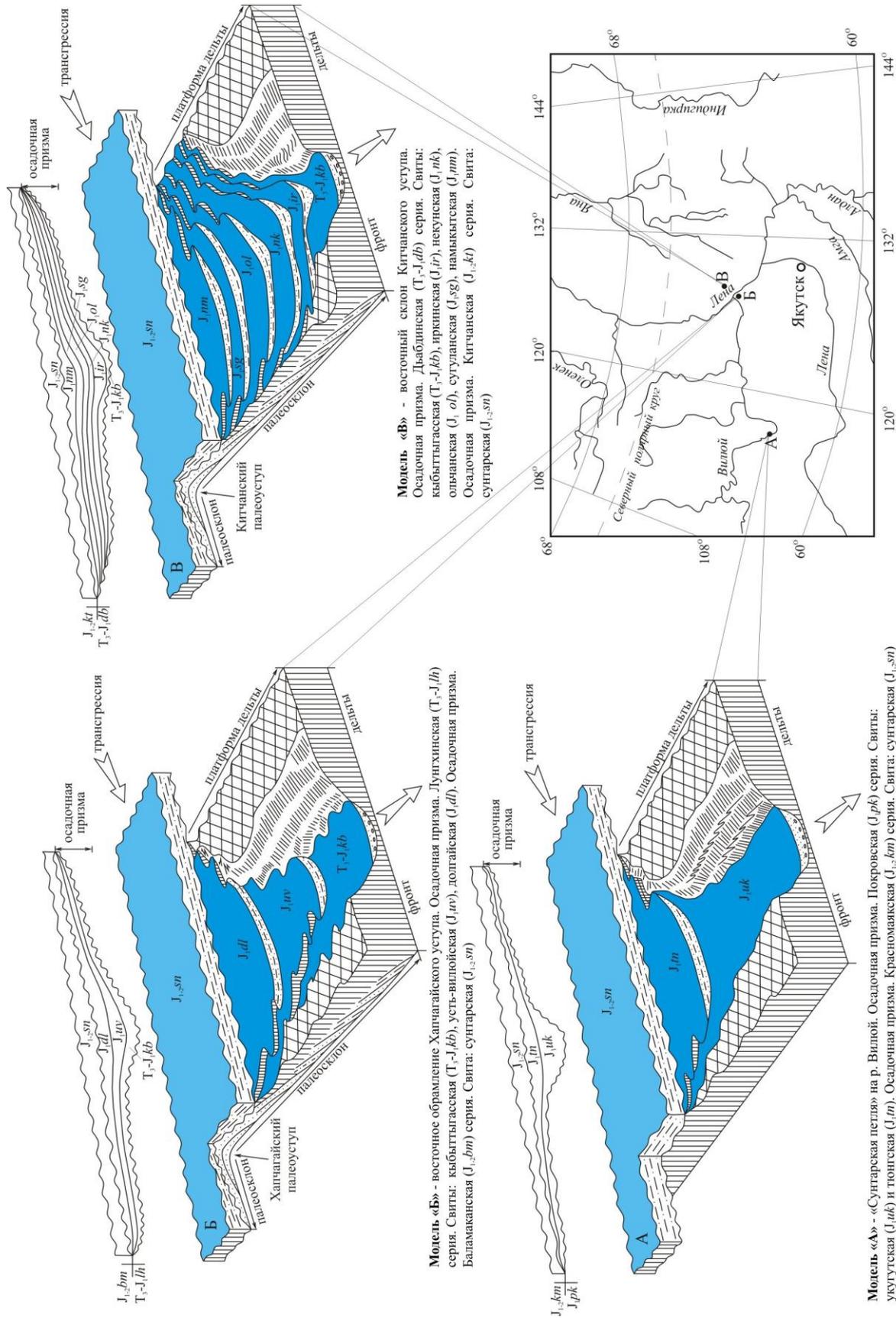
Реконструируются две крупные дельты – Палео-Виллюя и Палео-Алдана, к востоку и северо-востоку от которых располагался шельф ВСОБ. В пределах изученной территории шельф осадочного бассейна условно разделялся на внутренний и внешний. Вся площадь внутреннего шельфа отождествляется нами с «Виллюйским заливом» эпиконтинентальной части ВСОБ. Этот залив был выделен в 1991 г. [Князев и др., 1991] и охватывал только западную часть морской акватории осадочного бассейна (внутренняя зона Предверхоанского прогиба). Проведенные авторами статьи палеогеографические реконструкции позволяют расширить площадные параметры «Виллюйского залива» на восток вплоть до современного положения западных крыльев Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклинориев. Море внутреннего шельфа было мелководным, его глубина сильно варьировала, но, в целом, увеличивалась в северо-восточном направлении в сто-

рону внешнего шельфа. Такой вывод вытекает из анализа фациальных профилей и выполненных палеореконструкций.

Анализ изолиний песчаности в площади «Виллюйского залива» позволил выделить ряд выраженных в рельефе дна конседиментационных субквальных палеоуступов (с запада на восток): Хапчагайский, Китчанский, Дулгалахский и Адыча-Эльгинский (Рис.1-2). Существование палеоуступов в раннеюрское время было очевидным, так как в их пределах мы наблюдаем преимущественно грубые песчаные, по отношению к глинистым фациям, разрезы, а в пространствах между ними нередко присутствуют выдержанные по площади фрагменты склонных оползней со шлейфами фаций турбидитовых потоков [Князев и др., 1991 и др.]. Эти образования отмечались многими исследователями в разрезах нижней юры в пределах отдельных отрезков внутренней зоны Предверхоанского прогиба (Ленская и Алданская ветви), на восточном склоне Ундюлюнговского поднятия и в Сартангском синклинории, однако только для Китчанского палеоуступа было дано правильное истолкование их генезиса [Князев и др., 1991]. Авторы считают, что фации турбидитных потоков маркируют на палеоустапах склоны дельты, слагают своеобразные осадочные призмы [Толковый словарь..., 2002] морского генезиса (Рис. 4), сформированные в раннеюрское время в мелководном «Виллюйском заливе» в пределах единой Виллюйской дельтовой платформы.

Граница внутреннего и внешнего шельфа прослеживается вдоль восточного обрамления СПП [Гриненко, 2010] (несколько западнее от современного положения западного крыла Полоусненского синклинория), подчеркивается продуктами обрушения и турбидитными потоками вблизи склона дельты по восточному борту Адыча-Эльгинского палеоуступа и продолжается далее на юго-восток вдоль западного крыла Иньяли-Дебинского синклинория, замыкаясь за пределами исследованной территории в районе басс. р. Аян-Юрях. Анализ выполненных палеореконструкций показывает, что на крайнем востоке Виллюйской дельтовой платформы наблюдается резкий переход от относительно мелководной части бассейна к глубоководной. Это позволяет сразу за склоном дельты выделить ложе дельтовой платформы, на котором в об-

Рис. 4. Принципиальные модели формирования осадочных призм в пределах Хапчагайского и Китчанского палеоуступов (палеоподнятий). Верхнетриасовые-среднеюрские отложения лаггетского подкомплекса (ранняя (Т₁-J_{1r}) и промежуточная (J_{1t}-J_{1bt}) стадии)



Модель «Б» - восточный склон Китчанского уступа. Осадочная призма. Дьябдинская (Т₁-J_{1db}) серия. Свиты: кыбыттыгаская (Т₁-J_{1kb}), ирвинская (J_{1ir}), некунская (J_{1nk}), ольпанская (J_{1ol}), сугуланская (J_{1sg}), намыкыгаская (J_{1nm}). Осадочная призма. Китчанская (J_{1,2kt}) серия. Свиты: сунгарская (J_{1,2sn})

Модель «Б» - восточное обрамление Хапчагайского уступа. Осадочная призма. Лунгинская (Т₁-J_{1lh}) серия. Свиты: кыбыттыгаская (Т₁-J_{1kb}), усть-вилейская (J_{1uv}), долгайская (J_{1dl}). Осадочная призма. Баламаканская (J_{1,2bm}) серия. Свиты: сунгарская (J_{1,2sn})

Модель «А» - «Сунгарская петля» на р. Виллой. Осадочная призма. Покровская (J_{1pk}) серия. Свиты: укугутская (J_{1uk}) и тюгская (J_{1tn}). Осадочная призма. Красноямская (J_{1,2km}) серия. Свиты: сунгарская (J_{1,2sn})

становке открытого внешнего шельфа формировались более глубоководные осадки. В начале юрского периода произошла трансгрессия, обусловленная эвстатическим повышением уровня бореального моря в направлении с северо-востока на юго-запад. В результате ниже уровня моря оказалась значительная площадь континентальной суши питающих провинций, с поверхности которой в бассейн осадконакопления начало поступать значительное количество грубообломочного материала. С расширением акватории седиментационного бассейна была связана мощная береговая эрозия, интенсивный размыв подстилающих отложений, их дезинтеграция, а также последующий перенос продуктов перемива в северо-восточном направлении с формированием мощного комплекса дельтовых осадков в более глубоких частях палеобассейна. В этот период соленость вод восточной части ВСОБ была близка к нормальной. Это способствовало быстрому расселению вдоль его западной периферии и на внутреннем шельфе морских организмов – аммонитов, двустворок, фораминифер [Князев и др., 1991].

В плинсбахский век в бассейне формировались глинистые, глинисто-песчаные и песчано-глинистые осадки моторчунской, кызылсырской, нямнинской, хаялахской свит; покровской, хандыгской, муойкандинской, менгкеринской, дябдинской, кюнкюнюрской, антыгынахской и санюряхской серий. Они формировались как в пределах обширной аллювиальной равнины (юго-запад), так в открытом (северо-восток) морском бассейне.

Таким образом, в рэт-плинсбахское время существовали аллювиальные и морские обстановки седиментации, а также проявлялись неустойчивые обстановки мелкого моря и дельтовой платформы с участием в седиментационном процессе скрытых под уровнем моря Хапчагайского, Китчанского, Дулгалахского и Адыча-Эльгинского палеоуступов [Гриненко и др., 2007]. В пределах Китчанского палеоуступа широкое развитие получили виды родов двустворчатых моллюсков *Otapiria*, *Pseudomytiloides*, *Tancredia*, *Modiolus*, *Myophoria*, *Astarte*, *Cardinia* и брахиопод *Orlovirhynchia*, *Ochotorhynchia*, *Rudirhynchia*. Глубины морского дна северной, западной и

восточной частей внутреннего шельфа, вероятно, были небольшими.

Следует отметить, что при анализе породных ассоциаций в изученных разрезах не удалось выявить ярко выраженных следов донных волнений. Это явление прибрежной зоны не отмечено при исследовании разрезов северной части внутреннего шельфа [Князев и др., 1991]. Следовательно, они либо отсутствуют, либо слабо выражены и развиты фрагментарно, возможно, завуалированы. Распределение бентоса в разрезе ранней юры позволяет высказать предположение, что газовый режим придонных вод не препятствовал поселению бентоса на обширной акватории мелководного «Виллюйского залива», а, наоборот, благоприятствовал этому процессу. В подтверждение этому в придонных илах зафиксировано интенсивное развитие различных червеобразных и проявление умеренных процессов биотурбации.

Вся акватория внутреннего шельфа была занята дельтовой платформой Палео-Виллюя и прилегающей к ней на востоке дельтой Палео-Алдана. Характер формирования осадков дельтового комплекса был крайне изменчивым, скорее всего «пульсирующим» (всеобщее меандрирование дельтовых протоков, наличие заливающихся старичных русел и озер, существование приливов и штормов, резкая смена обстановок осадконакопления, вызываемая периодическими изменениями уровня моря). В пределах дельтовой платформы осадконакопление происходило в проградирующих рукавах дельты. Положение береговой линии на западе внутреннего шельфа было крайне неустойчивым. В результате частых регрессий береговая линия отступала примерно до современной границы западного борта Виллюйской синеклизы, достигая западного склона Хапчагайского палеоуступа.

Наиболее мощная толща геттанг-плинсбахских отложений накапливалась в краевой зоне лавинной седиментации [Князев и др., 1991] – во фронтальной части проградирующих дельт Палео-Виллюя и Палео-Алдана. В этой зоне зарождались самые мощные мутьевые потоки, переносящие обломочный материал в удаленные от суши участки внутреннего шельфа, формируя там своеобразную циклично построенную толщу морских осадков. В придонных водах и верхней части.

акватории внутреннего шельфа, видимо, постоянно существовали окислительные условия [Князев и др., 1991], влияющие на формирование раннеюрских осадков. С учетом интенсивной гидродинамики бассейна и перемыва отложений это обстоятельство обусловило низкое содержание в породах макромерного органического вещества растительного и животного происхождения. Органические остатки, причем в явно аллохтонном положении, захоронялись уже в центральных районах дельты, занимающей (в современных границах) площадь Сартангского синклинория (бас. верхних течений рек Бытантай, Дулгалах, Нельгесе и др.) [Гриненко, 2010].

Позднеплинсбахский седиментационный этап был связан с обширной трансгрессией. По своим масштабам позднеплинсбахское повышение уровня моря превосходило геттангское, поэтому и распространение позднеплинсбахских осадков наблюдается значительно шире в пределах западного и восточного склонов Верхоянского хребта. В этот период под уровнем моря оказалась значительная часть ЗПП и ЮПП. В пределах Китчанского палеоуступа и на большей части внутреннего шельфа Вилюйского залива существовали глубины верхней и средней сублиторали, где обитали виды аммонитов *Amaltheus stokesi* (Бегиджанский и Китчанский районы), *Amaltheus margaritatus*, *Amaltheus talrosei* (Байбыканский район).

Многочисленные мутьевые потоки, распадающиеся на подводных продолжениях палеорек, обусловили в позднеплинсбахское время пеструю картину распределения фаций – морские глинистые толщ по периферии дельты чередуются с мощными песчано-алевритовыми телами-клиньями. Таким образом, в центральной части внутреннего шельфа сформировалась толща переслаивания алевритов, глин и, реже, песков, содержащих раковины преимущественно эвригалийных и реофильных двустворчатых моллюсков, фораминифер и остракод. Во фронте дельты в начале позднего плинсбаха продолжал существовать пологий Китчанский палеоуступ, на восточном склоне которого продолжали формироваться и интенсивно действовать мутьевые потоки и оползни. Водонасыщенные осадки, отлагавшиеся преимущественно из взвеси, периодически сползали вниз «по свалу глубин», что привело к формированию

в этой части палеобассейна толщ глин и алевритов весьма изменчивой мощности.

Далее к востоку от Китчанского палеоуступа, на мелководье внутреннего шельфа (современное положение бассейна р. Дулгалах) аккумуляровались своеобразные тонкотмученные илы [Князев и др., 1991], из которых впоследствии были сформированы «листоватые» глины. Этот субстрат был основой для расселения разнообразных стеногалийных и реофобных форм бентоса. Среди двустворчатых моллюсков доминировали виды родов *Harpax*, *Otapiria*, *Eopecten*, *Radulonectites*, *Meleagrinnella*, *Pleuromya*, *Velata*. Глубины средней – верхней части сублиторали также позволяли развиваться различным видам родов фораминифер, где доминировали *Trochammina* spp. и *Recurvoides* spp. На западном и восточном бортах Китчанского палеоуступа интенсивная гидродинамика водной среды не благоприятствовала широкому расселению различных видов илоядных.

Во второй половине позднего плинсбаха произошло обмеление палеобассейна, возросло относительное превышение аллювиальных равнин в областях питающих провинций. В следствии этого в прибрежной зоне бассейна наметилась дифференциация условий осадконакопления и обитания морских организмов. Резкое понижения регионального базиса эрозии и увеличения площади водосборов спровоцировало активизацию транспортирующей деятельности Палео-Вилюя и Палео-Алдана. В пределах этих речных систем интенсивно размывались осадки, накопившиеся на аллювиальных равнинах близ прибрежной береговой линии и в седиментационный бассейн стал поступать более грубый кластогенный материал. В пределах Хапчагайского, Китчанского, Дулгалахского и Адыча-Эльгинского конседиментационных субаквальных палеоуступов происходило его рассеивание штормами и мутьевыми потоками. Существенная роль мутьевых потоков и других агентов подводной транспортировки обусловило перетолжение обломочного материала и способствовало накоплению грубозернистых кластитов на значительном удалении от берега.

Формирование отложений ранней стадии, по мнению авторов, было связано с

завершением древнекимммерийской эпохи активизации тектонических движений на востоке Сибирской платформы и в прилегающей части ВКСО и сменой геократической эпохи на талассократическую. С проявлением этих глобальных процессов связан крупный региональный перерыв (кровля норийского яруса – верхний подъярус рэтского яруса) и геттангская трансгрессия. В палеогеографическом отношении в позднем рэте – позднем плинсбахе реконструируется обширная аллювиальная равнина (юго-запад) и открытый морской бассейн (северо-восток). Существовали следующие крупные питающие провинции: ЗПП и ЮПП, а на северо-востоке и юго-востоке – СПП и ВПП [Гриненко, 2010].

Результаты фацеального анализа свидетельствуют, что процесс осадконакопления сопровождался «уравновешиванием» тектонических движений процессами денудации и аккумуляции (на месте поднятий формируются денудационные равнины, а на месте погружений – аккумулятивные, с постепенным переходом друг в друга) и образованием полигенетической поверхности выравнивания. На этой поверхности процесс седиментогенеза был полифаціальным. В процесс осадконакопления были вовлечены не только участки континентальной аллювиальной равнины вблизи питающих провинций, но и районы, контролируемые Хапчагайским, Китчанским и Адыча-Эльгинским конседиментационными субаквальными палеоуступами (палеоподнятиями) с обстановками неустойчивого мелководного внутреннего шельфа дельтовой платформы. По мнению авторов, СПП и ВПП, а также Хапчагайский, Китчанский и Адыча-Эльгинский конседиментационные субаквальные палеоуступы возникли в конце древнекимммерийской эпохи активизации, что подтверждается анализом изученных типов разрезов [Гриненко, 2010]. Анализ смены по латерали фаций одновозрастных отложений лаптевского подкомплекса показывает, что, несмотря на сложное чередование кратковременных регрессий и трансгрессий преобладали последние и, в целом, в эту стадию происходила проградация – продвижение фронта осадконакопления в сторону более глубокой части бассейна. Образующиеся при этом осадочные призмы [Толковый словарь..., 2002] во внутреннем шельфе представлены сериями и свитами

лаптевского подкомплекса (рис. 4, модели А, Б, В). Не характерные лаптевскому подкомплексу толщи со своеобразным составом, структурой разрезов, мощности и палеонтологическим остаткам (бургалийская и ингачиндинская свиты) формировались во внешнем шельфе ВСОБ (вне пределов изученной территории).

Промежуточная стадия (тоар (J_{1t}) – ранний бат (J_{2bt})) (Рис. 2). Условия формирования лаптевского подкомплекса в тоар-раннебатское время реконструировано с учетом результатов анализа песчаности разнофаціальных разрезов отдельных свит. Также были детально проанализированы фацеальные обстановки всех образовавшихся в эту стадию отложений. Усиление тектонической активности на востоке Сибирской платформы сопровождалось воздыманием (инверсией) свода Якутского поднятия и, вероятно, сопряженного с ним Томпонского выступа кристаллического фундамента [Николаевский, 1968]. Это привело к тому, что региональная тоар-нижнеааленская глинистая покрывка (сунтарская свита) в районе Большого Якутска и в Лено-Амгинском междуречье имеет прерывистое залегание [Гриненко и др., 1995; 2007]. На внутреннем шельфе ВСОБ (между Китчанским и Адыча-Эльгинским субаквальными палеоподнятиями) образовался Дулгалахский палеоуступ, представленный цепочкой островов. В пределах аллювиальной равнины и дельтовой платформы (внутренний шельф морского бассейна) формируются осадки лаптевского подкомплекса, свиты – наледная, эйеминская, мусс-тарынская и, серии: хахчанская, красномаякская, джикимдинская, даркылахская, баламаканская, атырканская, ундюлюнгская, китчанская, тюбеляхская, тойонская и тойдакская [Гриненко и др., 2006, 2007].

Проведенный фацеальный анализ позволяет предположить, что в раннем тоаре произошло существенное расширение бассейна морской седиментации. В результате масштабной трансгрессии морской бассейн продвинулся далеко на запад, охватив значительную часть аллювиальных равнин питающих провинций в зоне действия Палео-Вилноя и Палео-Алдана. ЗПП, ЮПП, ВПП и СПП продолжали существовать и имели значительно расчлененный рельеф. Большая часть ЗПП представляла собой «трапповое»

плато и горы низкие (бас. верхних течений рек Вилюй, Ниж. Тунгуска и др.). Высокогорье располагалось далеко за пределами изученной территории на юго-западе провинции (бас. р. Енисей). Массивы низких гор ЮПП северо-восточного простирания располагались на правобережье р. Лена, охватывая нижние и средние течения бас. рек Олекма и Витим (за пределами изученной территории). ВПП сохранила свою площадную конфигурацию и морфологию отдельных гряд низкогорного рельефа. Также сохранился в пределах СПП увало-холмистый рельеф и элементы низких гор в сочетании с аллювиальной равниной. Заметно уменьшилась в размерах (по сравнению с ранней стадией) площадь СПП. Существенно изменилась конфигурация северной границы ЮПП. Здесь была сформирована система мелких рек, впадающих в обширную лагуну, располагавшуюся на месте современного верхнего течения р. Алдан. В этом полузамкнутом бассейне накапливались глинистые и глинисто-песчаные осадки.

Обрамление палеобассейна с развитыми в его пределах вдольбереговыми аллювиальными, аллювиально-озерными и аллювиально-озерно-болотными равнинами было затоплено. Одновременно с воздействием моря на отдельные вдольбереговые равнины происходило выравнивание рельефа питающих провинций и формирование мелкой разветвленной системы рек, по которым шла транспортировка мощного речного аллювия с площадей питающих провинций в область морской седиментации.

Следует отметить, что на внутреннем шельфе глубина моря была невелика, соленость морских вод способствовала широкому расселению на мелководье свободноплавающих морских организмов – аммонитов (*Dactylioceras*, *Harpoceras*, *Zugodactylites*, *Pseudolioceras*), белемнитов (*Gastrobelus*, *Nannobelus*, *Lenobelus*, *Dactyloteuthis*, *Pseudodicoelites*, *Hastites*), фораминифер (*Saccamina*, *Ammodiscus*, *Glomospirella*, *Reophax*) и двустворок (*Oxytoma*, *Propeamussium*, *Nuculana*). Большинство из них иммигрировали в восточную часть ВСОБ в начале тоарского века, и их массовое появление может служить репером при корреляции пограничных слоев плинсбаха и тоара в пределах изученной территории.

Особое место в распределении фаций раннетоярских осадков занимает узкая зона, протягивающаяся вдоль современного положения западных отрогов Верхоянских гор, где глинистые фации рассматриваемого временного интервала не отлагались, либо были размывы [Палеогеография..., 1983; Сластенов и др., 1986]. В этой зоне в ранней юре отлагались склоновые фации дельтовой системы Палео-Вилюя. В пределах унаследованного фронта дельты на Китчанском палеоуступе повышенный уклон дна бассейна способствовал оползанию тонкоотмученных водонасыщенных глинистых илов и их аккумуляции. Вследствие процесса латерального наращивания толщи подобное обстоятельство усугублялось дефицитом терригенного материала в рассматриваемой зоне, в результате чего местами осадки раннего тоара представлены пропластками (5-8 см) ракушняка, сформировавшимися в зоне слабого проявленного апвеллинга и состоящими преимущественно из ростров белемнитов, часто с фосфатными желваками (5-10 см).

В начале средней юры (аален) вся рассматриваемая территория была охвачена новым импульсом обширной арктической трансгрессии. По всей видимости, предвестником её могла быть только структурно-тектоническая перестройка поверхности дна внутреннего шельфа палеобассейна, повлиявшая на структурное размещение и количественное соотношение осадочных фаций во вдольбереговых разрезах (сунтарская свита и её аналоги в пределах Китчанского палеоуступа). Морской бассейн характеризовался нормальной соленостью вод, допускающей расселение аммонитов рода *Pseudolioceras* [Князев, Девятков и др., 1984; Гриненко, Князев, 1992].

Последующая история среднеюрской эпохи, по-видимому, неразрывно связана с возросшей тектонической активностью в пределах восточной части Сибирской платформы. Это отразилось в увеличении контрастности рельефа областей сноса и скорости переноса продуктов разрушения с площадей питающих провинций в палеобассейн с аккумуляцией осадков в центральной части внутреннего шельфа (современное положение Сартангского синклинория). В это время продолжали существовать Хапчагайский, Китчанский, Дулгалахский и Адыча-

Эльгинский палеоуступы, в площади развития которых комплексы среднеюрских двустворчатых моллюсков, в целом, однородны, с преобладанием в сообществах *Retroceramus*, *Arctotis*, *Homomya*. Также происходило кратковременное массовое распространение оппортунистических видов родов *Arctica*, *Tancredia* и эпизодически проникали во внутреннюю часть шельфа иммигранты *Mclearnia* и свободноплавающие *Pseudolioceras*, *Arkelloceras*, *Stephanoceras*. Специфический состав двустворок, как и биоты в целом, объясняется периодической изоляцией некоторых частей акватории палеобассейна, особенно в конце аалена и в раннем байосе, а также в бате (Дулгалахский палеоуступ). Эта изоляция сопровождалась периодами незначительных похолоданий, в большей степени была проявлена на мелководье внутреннего шельфа в пределах Китчанского, Дулгалахского и Адыча-Эльгинского палеоуступов и, иногда, меняла на противоположное направление циркуляции вод. На эти изменения климатических и геоморфологических факторов резко среагировали сообщества двустворок, несколько расширив среду своего обитания во внутренней части шельфа и обновив видовой состав родов. В этот период среди двустворчатых моллюсков начали доминировать *Arctotis*, *Mclearnia*, *Parvamussium*, *Pseudomytiloides*, *Arctica*, *Dacryomya*.

Формирование промежуточной стадии по времени совпадает с проявлением данлапской фазы тектонической активизации. Это время компенсации ВСОБ, когда на фоне доминирующего влияния режима Арктического супербассейна (талассократический фактор) проявляются элементы режима Тихоокеанского супербассейна (геократический фактор). Эти процессы маркируются на востоке Сибирской платформы крупной ранне-тоарской трансгрессией и, возможно, субрегиональным перерывом (отсутствие местами сунтарской свиты), а также проявлением обширной инверсии свода Якутского поднятия и сопряженного с ним Томпонского выступа кристаллического фундамента. Следствием этих процессов явилось то, что сунтарская региональная литологическая покрывка, согласно залегающая на подстилающих породах в западных районах Вилюйской синеклизы и имеющая здесь тоарский возраст [Сластенов и др., 1989], на южном борту синеклизы (в

районе Большого Якутска) и на Алданской антеклизе (Лено-Амгинское междуречье) развита прерывисто, а возраст ее определяется поздним тоаром – ранним ааленом. С данлапской фазой активизации восходящих тектонических движений связано появление в Сартангском синклинии Дулгалахского палеоуступа, представленного в морском бассейне цепочкой палеоостровов. В это же время происходит излияние (бас. р. Кобюме, Южно-Верхоянская СФЗ) лав основного состава (вулканиты плинсбах-ааленской кобюминской свиты). Распределение основных источников питания осталось прежним, трансгрессия была направлена с северо-востока на юго-запад акватории Арктического супербассейна. В различных фашиальных обстановках в пределах дельтовой платформы формировались отличающиеся по типу разрезы в виде осадочных призм, ранжированных автором в лаптевском подкомплексе по латерали осадочного бассейна на серии и свиты [Грищенко, 2010]. Во внешнем шельфе (вне пределов изученной территории) были сформированы бурганджинская, немкучанская и тобычанская свиты, разрезы которых не характерны лаптевскому подкомплексу по составу, структуре, мощности и палеонтологическим комплексам.

Поздняя (зрелая) стадия (поздний бат (J₂bt₂) – волга (J₃v) (рис. 3). В позднебатское-волжское время в пределах изученной части ВСОБ тектоническая активность усиливается. Как следствие, вдоль юго-западной и юго-восточной периферии седиментационного бассейна значительно расширяются площади аллювиально-озерно-болотных равнин ЗПП и ЮПП. Расширение морской акватории происходит за счет ингрессии в северном и северо-восточном направлениях. В пределах внутреннего шельфа путем объединения ранее разобщенных СПП и ВПП образовалась новая обособленная область сноса – расчлененная суша, названная авторами «Центральной питающей провинцией» (ЦПП). Западная граница ЦПП протягивается от западного крыла Хараулахского антиклинория на севере до Южного Верхоянья на юге (внутренняя зона Предверхоянского прогиба). Восточная граница ЦПП трассируется по западному крылу Полоусненского синклинония на севере, вдоль западного крыла Иньяли-Дебинского синклинония на юго-востоке

и определяет западную границу глубокой акватории внешнего шельфа.

По-видимому, в период позднего батаволги, на севере и юго-востоке ЦПП доминировали те же типы расчлененного рельефа, которые были свойственны для промежуточной стадии, а в центральной части провинции преобладал относительно расчлененный, с невысокими и отдельными грядами, увалисто-холмистый рельеф. Площадная конфигурация ЗПП и ЮПП также изменилась, однако низкогорный расчлененный рельеф сохранился. Площадь акватории западной части внутреннего шельфа уменьшилась, что привело к дифференциации фациальных обстановок осадконакопления и миграции в другие части седиментационного бассейна фаунистических сообществ.

В начале келловей после существенной нивелировки дна внутреннего шельфа и возникновения в кимеридже ЦПП, вдоль западной периферии этой провинции обособляются отдельные, полужамкнутые и, нередко, замкнутые водоемы. Это разделение привело к дифференциации обстановок с морским и континентальными типами осадконакопления. Так, в центральной части Виллойской синеклизы и прилегающих к Предверхожанскому прогибу территориях севера Алданской антеклизы сформировались мощные разнофациальные континентальные, в том числе угленосные, осадки.

По мнению авторов, возникновение и становление ЦПП связано с преобладанием геократического режима над талассократическим и проявлением новокиммерийской кратковременной эпохи глобальной активизации тектонических движений, активная фаза которой на изученной территории ВСОБ начала проявляться уже в конце бата – начале оксфорда и была максимальной в волжское время (маркируется формированием дербекинского комплекса диорит-долеритового малых интрузий и вулканогенно-осадочной куранах-салинской свиты). В эту стадию происходит становление и развитие новой области сноса в виде расчлененной суши – ЦПП, обширной «перемычки», разъединившей с севера-запада на юго-восток шельф ВСОБ. Именно возникновение и развитие (поздний бат – волжский века включительно) этой суши крайне негативно сказалось на расселении в кимериджское время аммонии-

товой фауны в пределах шельфа ВСОБ. Являясь протяженным площадным препятствием, ЦПП не позволила проникнуть на юго-запад на внутренний шельф ВСОБ кимериджской аммонитовой фауне, развитой на северо-востоке, на внешнем шельфе, где наблюдаются их основные родовые сообщества. Поэтому в позднюю (зрелую) стадию дельтовая платформа реконструируется и на крайнем северо-востоке, где она представлена осадками подводных конусов выноса, сформированных на внешнем шельфе (западные крылья Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклиналиев, вне пределов изученной территории) и выделяется в палеобассейне в виде залива в пределах Ленской ветви Предверхожанского прогиба.

Здесь, в пределах дельтовой платформы формируется лаптевский подкомплекс в виде осадочных призм, типы разрезов которого состоят (на северо-западе изученной территории) из морских, прибрежно-морских и лагунных осадков джаскойской и чонокской свит соболохской серии; чечумской серии, состоящей из континентальных, часто угленосных отложений, образованных в пределах аллювиальной равнины (Виллойская синеклиза и Алданская ветвь прогиба) – нижневиллойская, марыкчанская и бергеинская свиты; развитая на юго-востоке сытогинская свита сформирована в лагунных условиях седиментации. На северо-востоке (Полоусненский и Иньяли-Дебинский синклиналии), на дельтовой платформе внешнего шельфа (за пределами изученной территории) формируются бонкуйская, некканская и эльгенджинская свиты с морскими, прибрежно-морскими и лагунными типами осадков, однако их состав, структура, мощность и палеонтологическая характеристика не характерны для типов разрезов лаптевского подкомплекса.

Таким образом, формирование лаптевского подкомплекса в позднюю (зрелую) стадию синхронно проявлению новокиммерийской фазы тектонической активизации. Можно с уверенностью утверждать, что в позднебатавское – волжское время тектоническая активность в изученной части ВСОБ усилилась, вследствие этого расширилась площадь аллювиальных равнин между ЗПП и ЮПП, а на внутреннем шельфе палеобассейна в виде расчлененной суши, обособилась новая область сноса – ЦПП.

Заключение

Отличительной особенностью лаптевского подкомплекса является наличие в его составе циклично построенных геологических тел, представленных своеобразными осадочными призмами, проградирующими с запада на восток. Можно отметить, что в западной и центральной частях внутреннего шельфа (Вилюйская синеклиза, Алданская антеклиза, внешнее и внутреннее крылья Предверхоянского прогиба), лаптевский подкомплекс обычно состоит из подразделений, рассматриваемых нами в качестве серий и отражающих в ВСОБ три главнейших тектоно-седиментационных этапа развития. Серии представлены наборами свит, генетически связанных между собой и закономерно сменяющих друг друга по вертикали и латерали. Латеральные границы, как правило, постепенные. Вертикальные границы серий преимущественно контрастные, чаще всего совпадают со стратиграфическими несогласиями, сопровождаемыми выдержанными базальными конгломератами. Выделение серий обусловлено необходимостью выявления наиболее общих связей и закономерностей биотитического и абиотического развития ВСОБ, что, в конечном счете, способствует проведению объективных корреляций разрезов различных частей бассейна с последующей разработкой и увязкой детальных стратиграфических схем на основе использования региональных стратиграфических горизонтов. Выполненные палеорекострукции значительно уточнили морфоструктурные особенности изученной части ВСОБ. Результаты исследований позволили обозначить пути транспортировки и способы заполнения внутреннего шельфа осадочным материалом.

Выявлено сходство обстановок седиментогенеза на внутреннем шельфе осадочного бассейна. На взгляд авторов, структурные типы разрезов ряда районов нередко весьма сходны. Это обусловлено тем, что в поздне-триасовое – юрское время территория востока Сибирской платформы и ВКСО была частью мелководного моря, уровень которого изменялся одновременно с таковым Арктического супербассейна. Относительно постоянными оставались абсолютные высоты и контуры расчлененной суши в длительно существующих питающих провинциях (ЗПП,

ЮПП, СПП и ВПП). На западе, вблизи ЗПП и ЮПП периодически, за счет трансгрессии или регрессии Арктического супербассейна, уменьшались или расширялись площади аккумуляции (аллювиально-озерно-болотные и аллювиально-дельтовые равнины Палео-Вилюя и Палео-Алдана). Взаимодействие активной гидродинамики речных систем и водной среды бассейна способствовало формированию разноформатных подводных дельт, усиливало процессы проградации, посредством которых происходил перенос (в северо-восточном и восточном направлениях) осадков в разные части дельтовой платформы и накопление их в палеобассейне. Изучение геологических тел посредством анализа распространения песчаных фаций в структурных типах разрезов дельтовой платформы позволило реконструировать как западную периферию внутреннего шельфа (вблизи питающих провинций), так и его центральную и восточную части и, на этой основе, адекватно «скоррелировать» обстановки седиментогенеза на внутреннем шельфе ВСОБ.

Полученные в ходе исследований результаты позволили установить, что в пределах открытой части внешнего шельфа ВСОБ (Полоусненский и Иньяли-Дебинский синклинории) в юрское время существовали те же фациальные обстановки седиментации и развивалась та же мелководная биота, которые были характерны для внутреннего шельфа. К этому следует добавить, что здесь, в изученных толщах местных подразделений юры не отмечается присутствие реликтов пелагических илов – отложений, присущих абиссальным условиям седиментации. Также не подтверждается окраинно-континентальный генезис «гравититовых пород» – обломков и неокатанных глыб, которые в виде рассеянных «шлейфов» периодически образовывались на склонах конседиментационных палеоуступов вследствие местного процесса обрушения. Как правило, эти образования в пределах внутреннего шельфа дельтовой платформы «запечатываются» мелководными отложениями (например, сунтарская свита, рис. 4). Таким образом, авторы придерживаются мнения, что резко выраженного перегиба континентального склона, у подножия которого могли в юрское время

формироваться осадки абиссальной равнины, в пределах изученной части ВСОБ не существовало.

Выделенные стадии формирования лаптевского подкомплекса, отвечающие трем кратковременным эпохам (фазам) глобальной активизации тектонических движений: древнекимерийской, данлапской и новокимерийской [Гриненко, 2010], в приближенном виде соответствуют трансгрессивной, инундационной и регрессивной стадиям модельного цикла, разработанного для анализа строения чехла Сибирской платформы [Малич, 1975]. Однако они охватывают не только области осадконакопления (режим талассократической эпохи), но и сопряженные с ней

области сноса (режим геократической эпохи) обломочного материала. Кроме этого, начало данлапской фазы [Arkell, 1956] прослеживается и в Арктике, где сопровождается резким снижением изотопа углерода (^{13}C), значительным потеплением климата и в точности совпадает с уровнем вымирания морских организмов (граница фаз *antiquum* и *falciferum*) [Suan et al., 2011].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 06-05-64439, 09-04-00757, 09-05-001136; РФФИ – Восток № 09-05-98518 и программ Президента РАН № 21).

Литература

1. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.-Л. Госгоргеолнефтеиздат, 1934. 183с. Веклич В.С. Стратиграфия и тектоника Саргангского синклинория. М.: Наука, 1979. 126с.
2. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Слостенов Ю.Л. и др. Геологическое строение Большого Якутска //Региональная геология Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. С. 3-20.
3. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С. Особенности юрского этапа формирования Восточно-Сибирского осадочного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Научные материалы. Ярославль: Изд-во Ярославского гос. пед. университета, 2007. С. 46-48.
4. Гриненко В.С., Князев В.Г. Первая находка нижеааленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта //Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. Сборник научных статей. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1992. С. 103-114.
5. Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых – юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск, 2010. 19с.
6. Князев В.Г., Девятков В.П., Лутиков О.А. Тоарский ярус, его зональное деление и граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы //Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1984. С. 59-67.
7. Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск, 1991. 100с.
8. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Изд-во Наука, 1982. 215с.
9. Моисеев А.С. Введение в геотектонику. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1939. 178с.
10. Николаевский А.А. Глубинной строение восточной части Сибирской платформы и её обрамления. М.: Наука, 1986. 183с.
11. Палеогеография Севера СССР в юрском периоде /В.А. Захаров, М.С. Месежников, З.З. Ронкина и др. Новосибирск: Наука, 1983. 191с.
12. Слостенов Ю.Л., Гома А.Н., Урзов А.С. Стратиграфия юрских отложений Западного Приверхоянья //Советская геология, 1986, № 6. С. 53-62.
13. Слостенов Ю.Л., Гриненко В.С., Петров В.Б., Сапьяник В.В. Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено-Алданского междуречья //Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 139-142.
14. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216с.

15. *Толковый* словарь английских геологических терминов /Отв. ред. Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, В.П. Орлов, В.С. Попов. М.: МЦГК «Геокарт», ГЕОС, 2002. 546с.
16. *Тучков И.И.* Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 206с.
17. *Arkell W.J.* Jurassic Geology of the World, Oliver and Boyd, Edinburgh /London, 1956. 806 p.
Prokoriev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia //Geology (September 2008), v. 36, no. 9, p. 699-702.
18. *Suan G., Nikitenko B.L., Rogov A.M., Baudin F., Spangenberg J.E., Knyazev V.G., Glinkikh L.A., Goryacheva A.A., Adatte T., Riding J.b., Föllmi K.B., Pittet B., Mattioli E., Lecuyer C.* Polar record of Early Jurassic massive carbon injection //Earth and Planetary Letters 312 (2011) 102-113.