

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Имени М. В. ЛОМОНОСОВА**

На правах рукописи

КУРАСОВ Иван Андреевич

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ
ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АКВАТОРИИ
КАРСКОГО МОРЯ**

Специальность 25.00.12– геология, поиски и разведка
нефтяных и газовых месторождений

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

**Научный руководитель:
д. г.-м. н. Ступакова А.В.**

Москва - 2015

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Очерк геологического строения северной части Западной Сибири.....	9
1.1. Физико-географический очерк и история изученности	9
1.2. Стратиграфия.....	15
1.3. Тектоническое строение.....	28
1.4. История развития.....	35
1.5. Нефтегазоносные комплексы.....	36
Глава 2. Сейсмостратиграфические комплексы.....	43
Глава 3. Строение юрского комплекса северной части Западной Сибири.....	56
3.1. Нижнеюрские циклиты.....	63
3.2. Среднеюрские циклиты.....	80
3.3. Келловей-верхнеюрские циклиты	107
Глава 4. Перспективы нефтегазоносности юрского комплекса северной части Западной Сибири	114
Заключение.....	124
Список литературы.....	126

Введение

Актуальность работы.

Северная часть Западно-Сибирского бассейна и прилегающая акватория Карского моря представляют огромный интерес не только с точки зрения уже открытых запасов углеводородов, большая часть которых сосредоточена в крупных и уникальных месторождениях нефти и газа, но также и за счет неразведанных ресурсов углеводородов. Одним из объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ является юрский комплекс, для которого остается еще много неясных вопросов, связанных в первую очередь с прогнозом полноты разреза юрского комплекса, области распространения коллекторских горизонтов как в центральной части бассейна, так и на его склонах, прогнозом свойств резервуара. Детальные комплексные исследования юрского комплекса севера Западной Сибири необходимы для прогнозирования строения юрских отложений и прогноза их нефтегазоносности на неразбуренных территориях и прилегающей акватории Карского моря. Эффективность геолого-разведочных и поисковых работ зависит от степени и детальности геологической модели юрского разреза, возможности наиболее достоверно реконструировать условия его формирования и вторичные преобразования в ходе геологической истории развития региона.

Цель работы – выявление зон развития перспективных резервуаров нефти и газа в юрском нефтегазоносном комплексе северной части Западной Сибири и прилегающей акватории Карского моря.

Для решения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Изучение строения юрского комплекса отложений по площади и в разрезе на основе исследования каменного материала скважин и обнажений, геофизических данных скважин, интерпретации региональных временных (ВСР) и глубинных сейсмических разрезов.
2. Выделение регионально выдержанных интервалов разреза и основных несогласий. Выявление особенностей напластования пород и сейсмофаций для определения направлений сноса и реконструкции условий образования юрских отложений.
3. Выделение в разрезе единых трансгрессивных горизонтов юрских отложений и регрессивных толщ, изучение их строения и восстановление условий седиментации.
4. Построение карт мощностей для нижне-, средне- и верхнеюрских отложений северной части Западно-Сибирского бассейна и прилегающей части Карского моря.

Оценка изменения мощности отдельных интервалов разреза за счет перерывов в осадконакоплении.

5. Реконструкции обстановок седиментации для ранне-, средне- и позднеюрского времени. Определение зон наиболее благоприятных для развития песчаных резервуаров, зональных и региональных покрышек в разрезе.

6. Изучение состава, текстурно-структурных характеристик пород юрского возраста и определение их емкостно-фильтрационных свойств. Прогноз зон развития юрских резервуаров в северной части Западно-Сибирского бассейна

Основные защищаемые положения:

1. Юрский седиментационный комплекс формировался в условиях морской трансгрессии, на фоне которой существовали периоды регрессии моря и поступления большого объема осадочного материала в бассейн осадконакопления. Снос осадочного материала происходил как со стороны южной части Западной Сибири, так и, возможно, со стороны Северо-Карской плиты в Южно-Карскую впадину. Периодическое обмеление морского бассейна привело к формированию серии перерывов в осадконакоплении юрского комплекса, наиболее выраженные из которых могут быть связаны с раннеаленским и келловейским временем.
2. Смена обстановок седиментации от аллювиально-дельтовых до прибрежно- и мелководно-морских выразилась в цикличности строения разреза. Всего в юрском разрезе выделено восемь циклитов, каждый из которых содержит песчаные коллекторы и регионально выдержанные флюидоупоры. Коллекторские горизонты преимущественно аллювиально-дельтового генезиса формировались на завершающей регрессивной стадии формирования циклита и перекрывались морскими глинистыми отложениями, которые накапливались в периоды максимального затопления бассейна осадконакопления.
3. Анализ мощности, условий формирования и закономерностей распространения по площади юрских отложений позволил выделить зоны, перспективные для поиска углеводородов в юрском комплексе. Высокими перспективами обладают зоны развития аллювиально-дельтовых отложений в районе структур Уренгойского и Адерпаютинского валов и в Южно-Карской впадине, где следует ожидать структурные и литологические залежи углеводородов. Перспективны зоны развития прибрежно- и мелководно-

морских отложений севера Западно-Сибирской депрессии, однако мощность песчаных интервалов разреза в этих зонах сокращается по сравнению с областью развития аллювиально-дельтовых отложений. В бортовых частях Западно-Сибирской депрессии, где резервуары юрского возраста часто отсутствуют в силу локальной эрозии песчано-алевритовой верхней части седиментационных циклитов, выделяются низкоперспективные зоны на поиски углеводородов в юрском комплексе.

Научная новизна. Геологическая интерпретация региональных сейсмических профилей позволила уточнить область распространения, сейсмо-стратиграфические и структурные особенности строения юрского комплекса северной части Западно-Сибирского бассейна и проследить их распространение в акваторию Южно-Карской впадины. Показана седиментационная цикличность в формировании юрского разреза. По скважинному материалу выявлены регионально выдержанные глинистые пласты, сформированные в периоды высокого стояния уровня моря и выполняющие роль флюидоупоров для нижележащих песчаных толщ. Эти пласты увязаны с сейсмическими разрезами и прослежены на всей изучаемой территории и акватории Южно-Карской впадины. По сейсмическим материалам сделано предположение о существовании дополнительного источника сноса осадочного материала в Южно-Карской впадине с севера, со стороны Северо-Карской плиты, помимо основного источника сноса с юго-востока.

Практическая значимость работы состоит в научном обосновании зон развития юрских резервуаров на севере Западно-Сибирского бассейна и в Южно-Карской впадине. Выделены зоны и интервалы разреза, наиболее благоприятные для формирования коллекторских горизонтов и флюидоупоров. Существование дополнительного источника сноса осадочного материала в Южно-Карской впадине может способствовать развитию зон с лучшими емкостно-фильтрационными свойствами в акватории, нежели чем на суше. В работе показаны зоны развития ловушек разного типа на склонах и в центральной части депрессии. Выводы и рекомендации в проведенной работе могут быть полезны для недропользователей, работающих в регионе, для обоснования геолого-разведочных работ в акватории Карского моря и для выбора участков для лицензирования.

Фактический материал и личный вклад.

Для анализа строения и условий формирования юрского комплекса отложений лично автором была проведена интерпретация региональных сейсмических профилей

общей протяженностью более 25 тысяч погонных километров. Региональные профили, часть из которых представлена в работе, увязаны со скважинным материалом. Для расчленения юрского разреза использовался каротажный материал по 79 скважинам, что позволило выделить преимущественно песчаные пачки и регионально выдержанные глинистые пласты и проследить их распространение от изученной бурением северной части Западной Сибири в акваторию Карского моря. Автором детально описан керн по 18 скважинам Арктического, Бованенковского, Заполярного, Нейтинского, Песцового, Тазовского и Ямбургского месторождений и отобраны образцы керна. На базе имеющегося каменного материала автор провел детальные литологические исследования, которые включают в себя описания более 80 шлифов, литофациальный анализ и анализ геофизических материалов скважин.

Апробация работы.

Основные результаты докладывались на отечественных и международных совещаниях, семинарах и конференциях с 2011 по 2014 гг. Автор выступал с устными сообщениями на 2 международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011), на международной конференции по арктическим бассейнам – 3P Arctic (Галифакс, 2011), «Ломоносовских чтениях» 2012 (МГУ, Москва), международной ежегодной конференции Американского геофизического сообщества AGU Fall Meeting 2012 (Сан-Франциско, 2012), IV научно-практической конференции молодых ученых и специалистов «Обеспечение эффективного функционирования газовой отрасли» (Новый Уренгой, 2014), международной конференции Arctic Days 2014 (Тромсо, 2014), молодежной научно-практической конференции «Моделирование газовых и нефтегазоконденсатных месторождений» (ООО Газпром ВНИИГАЗ, Москва, 2014).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 7 работ, 3 из которых на английском языке. В журналах, входящих в список Высшей Аттестационной Комиссии, издано три статьи.

Благодарности.

Диссертационная работа готовилась на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Глубокую признательность автор выражает своему научному руководителю профессору Антонине

Васильевне Ступаковой за постоянное внимание, поддержку и содействие в подготовке данной работы.

Автор выражает особую благодарность Н.И. Коробовой, Т.А. Кирюхиной и Р.А. Хамидуллину за неоценимую помощь и консультации при подготовке работы, а также всем сотрудникам, принимавшим участие в арктических проектах кафедры: С.И. Бордунову, П.О. Голынчику, А.А. Суловой, Р.С. Сауткину, Н.М. Кирюхиной, А.В. Каюковой.

Искреннюю признательность автор выражает всем сотрудникам кафедры и аспирантам.

Автор выражает признательность ведущим коллективам научно-исследовательских институтов и организаций, посвятивших многие годы изучению арктических бассейнов России: ФГУП «ВНИИОкеангеология», ФГУП «ВНИГРИ», ФГУП «СНИИГТиМС», ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИГНИ», ИНГГ СО РАН, ИПНГ РАН, ОАО «МАГЭ», ОАО «СМНГ», ОАО «АМНГР», ОАО «СибНАЦ», ОАО «Севморгео», ООО Газпром «ВНИИГАЗ», ОАО «НК Роснефть», ОАО «Газпром-нефть». Автор выражает особую благодарность сотрудникам ООО Газпром «ВНИИГАЗ» за оказанную поддержку при написании работы.

Особую благодарность автор выражает компании Статойл и иностранным коллегам, принимавшим участие в обсуждении проблем региональной геологии севера Западной Сибири: А. Эллиасену, Л.Ф. Руссвурму, Т. Дору, Д.К. Милну, Н. Тэлнасу.

Объем и структура работы:

Диссертационная работа содержит 136 страниц печатного текста, состоит из 4 глав, введения и заключения. Работа иллюстрирована 67 рисунками, а также 11 фотографиями. Список использованной литературы насчитывает 133 наименования.

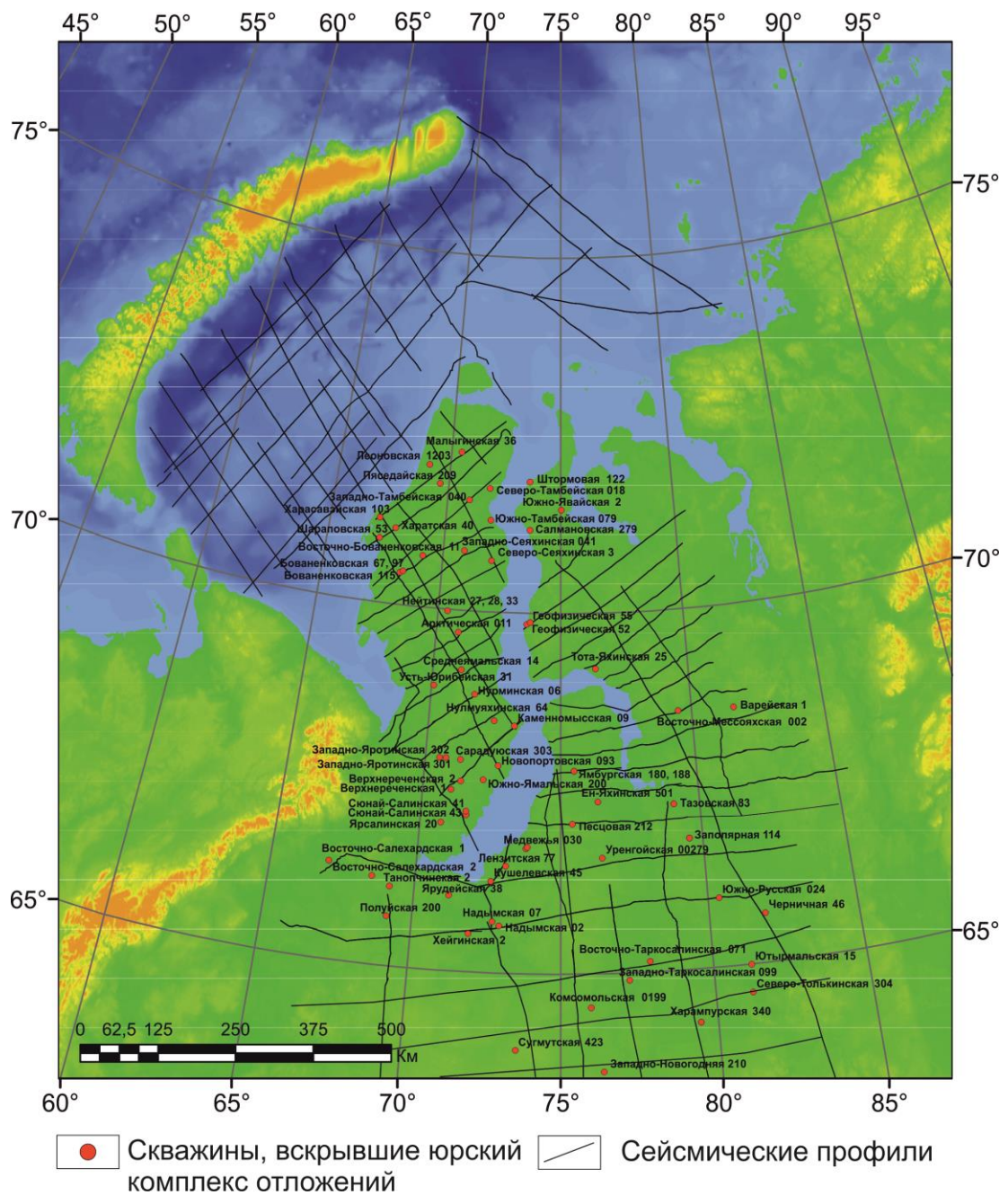


Рис. 1. Карта фактического материала

Глава 1. Очерк геологического строения северной части Западной Сибири

1.1. Физико-географический очерк и история изученности

Физико-географический очерк. Изучаемая территория располагается в северной части Западно-Сибирской низменности и в южной части Карского моря. Сухопутная часть располагается в трёх климатических зонах: арктической, субарктической и зоне северной полосы Западно-Сибирской низменности. Более половины ее территории расположено за Полярным кругом. Климат определяется наличием многолетней мерзлоты, близостью холодного Карского моря, обилием заливов, рек, болот и озёр. Для арктической зоны характерна длительная зима до восьми месяцев, короткое лето, сильные ветры, небольшая величина снежного покрова. Субарктическая зона занимает южную часть Ямальского полуострова. Здесь климат резко континентальный: осадки в виде дождей, лето до 68 дней. Климат северной полосы Западно-Сибирской низменности резко континентальный, средняя температура выше, лето довольно тёплое и влажное (до 100 дней). Среднегодовая температура воздуха Западно-Сибирской низменности отрицательная, на Крайнем Севере она достигает -10°C . Минимальные температуры зимой опускаются до -70°C . Летом, в июле, они могут повышаться на всей территории до $+30^{\circ}\text{C}$. Рельеф территории равнинный, состоящий из тундры и лесотундры с множеством озёр и болот, и горной части. Площадь сухопутной части изучаемого района составляет 769 250 км².

Карское море ограничено северным побережьем Евразии и островами: Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Гейберга. В море находятся острова Арктического института, острова Известий ЦИК. Море расположено преимущественно на шельфе. Преобладают глубины 50—100 метров, наибольшая глубина 620 метров. Площадь составляет 893 400 км². В море впадают полноводные реки: Обь, Енисей, Таз, поэтому солёность сильно варьирует. Карское море — одно из самых холодных морей России, только близ устьев рек температура воды летом выше 0°C . Часты туманы и штормы. Большую часть года море покрыто льдами.

Циркуляция поверхностных вод моря имеет сложный характер. В юго-западной части моря происходит замкнутый циклонический круговорот воды. В центральной части моря из Обь-Енисейского мелководья к северу растекаются опреснённые воды рек Сибири. Приливы в Карском море полусуточные, их высота достигает 50—80 сантиметров. В холодный период большое влияние на приливы оказывает морской лёд — величина прилива уменьшается, распространение приливной волны идёт с запозданием.

Море почти весь год покрыто льдами местного происхождения. Льдообразование начинается в сентябре. Встречаются значительные пространства многолетних льдов толщиной до 4 метров. Вдоль берегов образуется припай, в центре моря — плавающие льды. Летом льды распадаются на отдельные массивы. Наблюдаются годовые и вековые колебания ледовитости.

Температура воды у поверхности моря зимой близка к $-1,8^{\circ}\text{C}$, то есть к температуре замерзания. Вода в мелководных районах хорошо перемешана от поверхности до дна и имеет одинаковую температуру и солёность (около 34 промилле). Речной сток и таяние льда летом приводят к уменьшению солёности морской воды ниже 34 промилле, в устьях рек вода становится близкой к пресной. Вода прогревается летом до 6°C .

История изученности. Наиболее изученной является сухопутная часть севера Западной Сибири, которая располагается на территории Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО). В меньшей степени исследована акватория Карского моря. В результате многолетних геолого-разведочных работ ФГУП «СНИИГГиМС», ЗапСибНИГРИ, ФГБУН «ИГИГ СО АН», ФГБУН «ИНГГ СО РАН», ФГУП «ВНИГРИ», ОАО «ИГИРГИ», ОАО «Газпром ВНИИГАЗ», ФГУП «ВНИГНИ», ОАО «СибНАЦ», ФГУП «ВСЕГЕИ», министерства природных ресурсов РФ, ОАО «МАГЭ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», ФГУНПП «ПМГРЭ», ВНИИМоргео и других институтов детально изучены геологическое строение и нефтегазоносность сухопутной части севера Западной Сибири. В последние 20-30 лет активно велись геофизические и буровые исследования в акватории Карского моря ОАО «Севморгео», ОАО «АМНГР», ОАО «МАГЭ», ОАО «СМНГ», ОАО «Газпром» и его подразделениями.

На территории севера Западной Сибири проведены комплексные геологические, гравиметрические, магнитометрические, геотермические, электромагнитные и петрофизические исследования, пробурены сотни скважин. В научно-исследовательских работах принимали непосредственное участие ведущие российские институты. Результаты подробно рассмотрены в ряде монографий и статей, опубликованных в 1960-2014 годах.

Комплексные работы по прогнозам и оценке состояния ресурсной базы для суши северной части Западной Сибири были выполнены Битюковым В.Н., Брехунцовым А.М., Гурами Ф.Г., Девятовым В.П., Запиваловым Н.Н., Крыловым Н.А., Куниным Н.Я., Луценко Б.Н., Скоробогатовым В.А., Строгановым Л.В. и др., для акватории Обской и Тазовской губ, а также Карского моря Манделем К.А., Неждановым А.А., Никитиным Б.А., Огибениным В.В., Ровниным Л.И., Холодиловым В.А и др.

Изучение тектонического строения Западно-Сибирского бассейна, начиная с первых сейсмических исследований в начале-середине 60-х годов прошлого века и проводки первых глубоких скважин продолжается и до настоящего времени. Наиболее выдающийся вклад в познание тектонического строения юрско-меловой толщи, в том числе и на севере Западно-Сибирского бассейна, внесли тектонические школы СНИИГГиМСа, ЗапСибНИГНИ, ИГИРГИ, ВНИГРИ, геологии «Главтюменьгеологии», а в последние годы исследователи ИГНГ СО АН и СибНАЦ. В различные годы по результатам исследований были построены схемы тектонического районирования платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (Рудкевич, 1969), тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (под редакцией В.С. Суркова, 1981), тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты (под редакцией В.С. Суркова, 1981), структурная схема районирования чехла Западно-Сибирской плиты по подошве юрского-кайнозойского плитного комплекса (под редакцией И.И. Нестерова, 1984), тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (под редакцией В.И. Шпильмана, Н.П. Змановского и др., 1988), тектоническая карта юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (под редакцией С.Ю. Беляева, А.Э. Конторовича, В.А. Конторовича, 2001). Большую роль в понимании тектонического строения и развития Западно-Сибирской плиты сыграли исследования, проведенные Байбородских Н.П., Зоненшайном Л.П., Конторовичем А.Э., Конторовичем В.А., Копеевым В.Д., Нестеровым И.И., Рудкевичем М.Я., Скоробогатовым В.А., Смирновым Л.В., Сурковым В.С., Строгановым Л.В., Ступаковой А.В., Сурковым В.С., Хаиным В.Е., Шеиным В.С., Шпильманом В.И. и др.

Большой объем стратиграфических и палеонтологических исследований, выполненных за последние 50 лет сотрудниками крупнейших в России палеонтолого-стратиграфических коллективов ОИГГМ СО РАН, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, Севморгео, ИГиРГИ, СНИИГГиМСа совместно со специалистами производственных организаций Министерства геологии РСФСР и СССР (позже министерство природных ресурсов России) и других институтов и организаций, позволил накопить достаточно надежные, хотя и не исчерпывающие данные о строении и взаимоотношении юрских толщ Западной Сибири и смежных регионов. Большую роль в изучении особенностей строения, состава и закономерностей распространения юрских отложений северной части Западно-Сибирского бассейна сыграли исследования, проведенные Байбородских Н.Н., Бейзель А.Л., Бочкаревым В.С., Брехунцовой Е.А., Брехунцовым А.М., Бро Е.Г., Гурари Ф.Г., Даниловой В.П., Девятовым В.П., Деминым В.И., Дешеня Н.П., Заниным Ю.Н., Зининберг П.Я., Казаковым А.М., Кислухиным В.И., Конторовичем А.Э., Конторовичем В.А., Копеевым В.Д., Костыревой Е.А., Кулахметовым Н.Х., Нестеровым И.И., Ростовцевым Н.Н.,

Салмановым Ф.К., Скоробогатовым В.А., Смирновым Л.В., Смирновой Л.Г., Строгановым Л.В., Сурковым В.С., Шеминым Г.Г., Шурыгиным Б.Н и др.

Исследования палеогеографии Западной Сибири в мезозое начались еще во второй половине 50-х годов XX века под руководством В.П. Казаринова, северо-восточных районов региона – В.Н. Сакса (Казаринов, 1958; Сакс, Ронкина, 1958). В 1962 году вышла свет монография Т.И. Гуриновой и В.П. Казаринова «Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью». Систематический очерк палеогеографии Западной Сибири в мезозое и кайнозое и некоторые палеогеографические карты, построенные под руководством В.П. Казаринова, были опубликованы в 1963 году (Гурари и др., 1963). Эти документы легли в основу палеогеографических построений для территории Западной Сибири в юрском и меловом периодах в «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» 1968 года под редакцией А.П. Виноградова. В первой половине 70-х годов прошлого века был опубликован ряд обобщающих работ по палеогеографии юры Сибири В.Н. Сакса и ученых его научной школы (Сакс и др., 1971; Сакс, 1972, 1976). Палеогеография Западной Сибири в юре и мелу была отражена на картах, построенных группой специалистов СНИИГГиМСа (г. Новосибирск) под руководством А.Э. Конторовича с целью анализа обстановок осадконакопления органического вещества в осадках (Конторович и др., 1967, 1971, 1974), и на картах, опубликованных специалистами ИГиРГИ (г. Москва). (Корж, 1978; Зонн, 1980; Корж .Филина, 1980). Палеогеографию Западной Сибири в мезозое А.Э. Конторович с соавторами рассматривал также в монографии «Геология нефти и газа Западной Сибири» (Конторович и др., 1975).

В 1976 году большим коллективом геологов и палеонтологов ЗапСибНИГНИ с участием специалистов СНИИГГиМСа, ИГиРГИ, ВНИГРИ, НИИГА, НГТУ под редакцией И.И. Нестерова опубликован атлас литолого-палеогеографических карт Западно-Сибирской равнины (23 карты) для отдельных веков юрского и мелового периодов (Атлас..., 1976), а в 1983 году вышла в свет сводка по палеогеографии юры севера СССР (Захаров и др., 1983). Палеогеография поздней юры Западной Сибири рассматривалась в двух монографиях, специально посвященных этому стратиграфическому уровню (Булынникова и др., 1978; Брадучан и др., 1986). Палеогеографию этой же эпохи в ряде работ обсуждал Ф.Г. Гурари (Гурари, 1981, 1983). В конце XX – начале XXI века было опубликовано несколько обобщающих работ (Мухер, Тугарева, 1999; Гурари и др., 2005; Мясникова и др., 2009; Девятков и др., 2011) (рис. 1.1).

В 2013 году выходит статья А.Э. Конторовича, В.А. Конторовича, С.В. Рьжковой, Б.Н. Шурыгина, Л.Г. Вакуленко, Е.А. Гайдебуровой, В.П. Даниловой, В.А. Казаненкова, Н.С. Кима, Е.А.

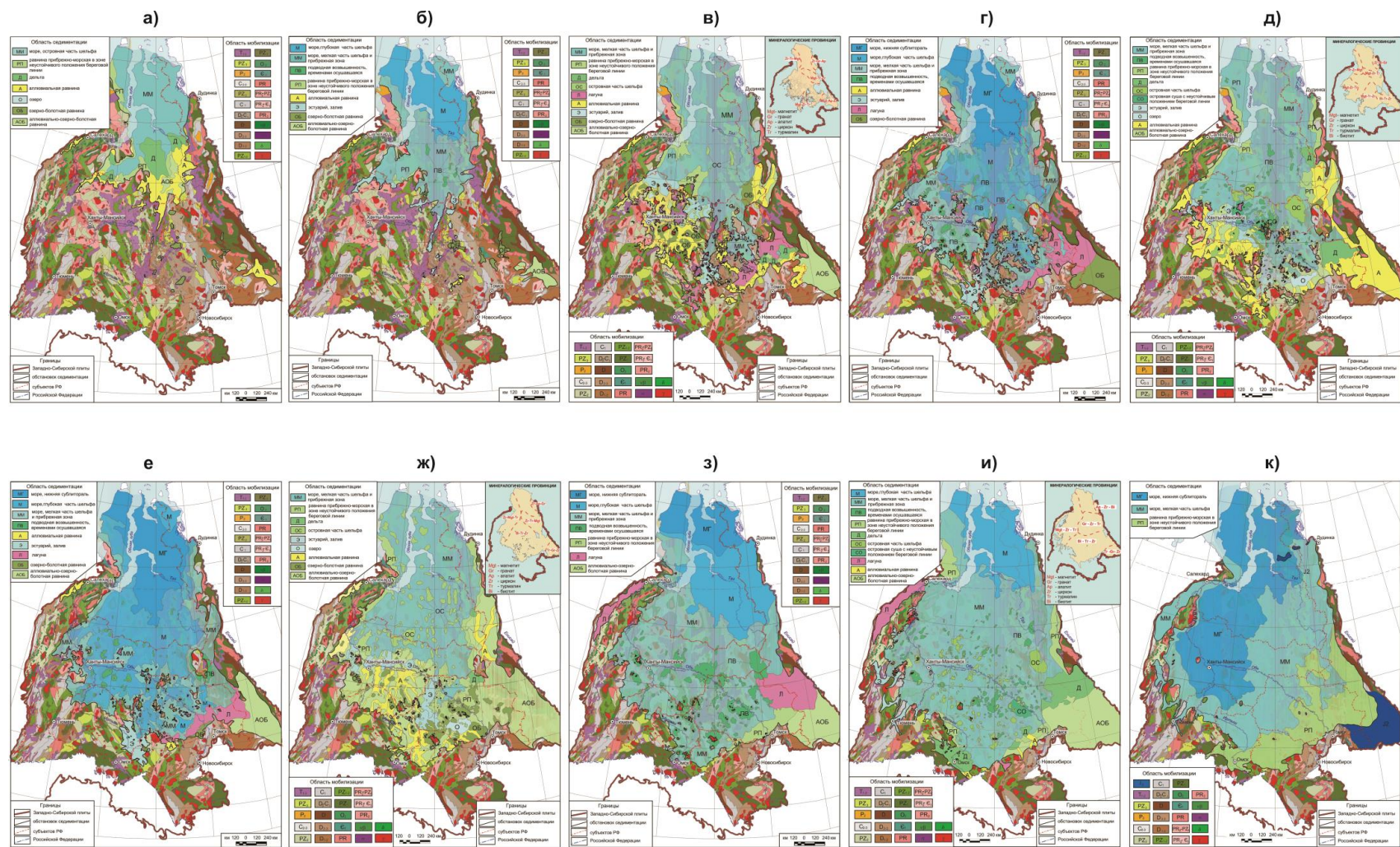


Рис. 1.1. Палеогеографические схемы юрских горизонтов, приуроченных к основным этапам регрессий и трансгрессий в юрский период: а) зимний горизонт; б) левинский; в) шараповский горизонт; г) китербютский горизонт (J1t); д) надояхский горизонт; е) лайдинский горизонт; ж) вымский горизонт; з) леонтьевский горизонт (J2b); и) мальшевский горизонт; к) нижневасюганский подгоризонт (Г урари и др., 2005)

Костыревой, В.И. Москвина и П.А. Яна «Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде». Статья опирается на многолетние исследования специалистов ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск), включающие комплексное палеонтолого-стратиграфическое, литологическое, геохимическое изучение керн глубоких скважин и естественных обнажений угорных пород, расчленение и корреляцию разрезов, детальный сеймостратиграфический анализ. Представленные палеогеографические карты построены в основном по ярусам и в совокупности отражают основные этапы трансгрессий и регрессий в Западно-Сибирском осадочном бассейне в юрский период. Палеогеографические реконструкции приведены как для сухопутной части Западно-Сибирского бассейна и его обрамления, так и для акватории Карского моря.

Особое значение для разработки детальной стратиграфии юры на территории Западной Сибири имели исследования микрофауны и ее распределения в мезозойских толщах, проведенные Верениновой Т.А., Глинских Л.А., Девятовым В.П., Комиссаренко В.К., Никитенко Б.Л., Сапьяник В.В., Яковлевой С.П. и др. для нижне-среднеюрских отложений, Басовым В.А., Брадучан Ю.В., Каплан М.Е., Мелединой С.В. и др. для келловей-верхнеюрских отложений, а также Богомоловым Ю.И., Булынниковой С.П., Гайдебуровой Е.В., Даиным Л.Г., Дзюбой О.С., Захаровым В.А., Ильиной В.И., Казаковым А.М., Могучевой Н.К., Шаровской Н.В., Шурыгиным Б.Н. и др. в целом для юрского комплекса. В основу биофациального анализа, помимо широко известных методик тафономических, палеоэкологических наблюдений, изложенных во многих публикациях, также был положен анализ катен бентоса, рассматриваемых как последовательность донных сообществ на склоне осадочного бассейна, реконструированных на основе изучения ориктоценозов в естественных выходах или по керну скважин.

Особенностями распространения залежей углеводородов в юрском нефтегазоносном комплексе занимались Веренинова Т.А., Григорьева Г.Ф., Гурари Ф. Г., Дорофеева Т.В., Дзюбло А.Д., Ермаков В.И., Кирсанов А.Н., Конторович А.Э., Копеев В.Д., Красавчиков В.О., Литвинов В.Т., Лопатин Н.В., Нестеров И.И., Нехаев А.Ю., Салманов Ф.К., Скоробогатов В.А., Соин Д.А., Строганов Л.В., Трофимук А.А., Шемин Г.Г. и др. Нефтегазоносность юрских отложений севера Западной Сибири описана в работах «Геологическое строение и газонефтеносность Ямала» и «Гыдан. Геологическое строение. Ресурсы углеводородов. Будущее» В.А. Скоробогатова, Л.В. Строганова, В.Д. Копеева (2003, 2006). Перспективам нижне-среднеюрских коллекторов посвящены работы Шемина Г.Г. (2009, 2011 и др.) Автором проведена детальная корреляция проницаемых пластов юрских отложений севера Западной Сибири, оценены качества коллекторов и

покрышек с позиций их вещественно-минерального состава и фильтрационно-емкостных свойств, построены карты перспектив нефтегазоносности резервуаров.

Вопросы геохимии органического вещества пород юрского комплекса были изучены Васильевым В.Г., Вассоевичем Н.Б., Гольшевым С.И., Емец Т.П., Кирюхиной Т.А., Комановой М.М., Конторовичем А.Э., Лебедевым В.С., Литвиновой В.Т., Лопатиным Н.В., Немченко Н.Н., Немченко-Ровенской А.С., Неручевым С.Г., Нестеровым И.И., Поляковой И.Д., Скоробогатовым В.А., Фомичевым А.С., Юдиной Н.Т. и др. Большинство авторов схожи во мнении о смешанной природе ОВ нижне-среднеюрских отложений с преобладанием ОВ гумусового и сапропелево-гумусового типов. (Кирюхина, 2004; Горгадзе, 2002; Скоробогатов и др., 2003, 2006). Оценка катагенетической преобразованности юрских отложений отражена в работах А.Н. Фомина, А.Э. Конторовича, В.А. Скоробогатова и др. (1967; 1995; 2001; 2009).

1.2. Стратиграфия

Литолого-стратиграфический разрез северной части Западной Сибири представлен тремя комплексами отложений: архей-протерозой-палеозойским осадочно-метаморфическим, пермско-триасовым промежуточным и юрско-кайнозойским комплексом осадочного чехла (рис 1.2).

Домезозойский комплекс.

Архейская и протерозойская эонотемы. Самые древние в регионе породы архея и нижнего протерозоя относятся к фундаменту и установлены на архипелаге Северная Земля, полуострове Таймыр, островах ЦИК, Свердруп. Они представлены метаморфическими сланцами. Верхнепротерозойские песчаники и сланцы установлены на Новой Земле в обнажениях залива Иностранцева, на островах вблизи полуострова Таймыр.

Палеозойская эратема

Отложения палеозойской эратемы изучены в северной структурной зоне Новой Земли, на полуострове Таймыр, о-ве Диксон, на Северной Земле (Рис. 1.3). В северной части Западной Сибири на суши палеозойские отложения частично вскрыты на Новопортовском, Восточно-Новопортовском, Усть-Юрибейском и Бованенковском месторождениях, Яр-Салинской, Сюнай-Салинской, Западно-Яротинской и Верхнереченской площадях (рис. 1.4). Сведения об их строении основываются, главным

Система		Отдел		Ярус		Свита		Литология		Мощность, м		Литологическое описание				
				Ямало-Карский регион		Ямало-Карский регион										
Кайнозой													Чередование песчаников, алевролитов и глин. Частично размыты			
Меловой																
Верхний																
Коньяк-Кампан (Мелострат)																
Ганьинская													100-350		Морские глины серые и темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, слабоалевритистые, известковистые, слюдистые, в нижней части опоквидными. Отмечаются углистый детрит, фауна пелецидид, редкие растительные остатки, включения пирита.	
Бережовская													120-380		Нижняя подсвита сложена глинами темно-серыми, опоквидными и алевролитистыми, слюдистыми, с маломощными прослоями песчаников и алевролитов и включениями остатков фауны моллюсков. Мощность подсвиты колеблется от 60 до 140 м. Верхняя подсвита представлена глинами серыми и темно-серыми, алевролитистыми, слюдистыми, в нижней части опоквидными. Отмечаются углистый детрит, включения пирита и прослой песчаного материала глауконитово-кварцевого состава. Мощность подсвиты изменяется от 60 до 240 м	
Турон													40-80		Морские глины темно-серые, почти черные, слабослудистые, известковистые, с редкими включениями пирита	
Сеноманский																
Марресса-линская													300-850		Нижняя толща свиты представлена преимущественно песчаниками с подчиненным участком алевролитов и глин, состав которых аналогичен таковому в яронгской свите. Характерен мелкий обугленный растительный детрит, встречаются прослой пелитоморфного, иногда сидеритизированного, известняка. В средней и верхней частях свиты отложения представлены также песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глин. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, полевцошито-кварцевые, от рыхлых с глинистым цементом до крепких с известковистым цементом. Алевролиты серые и светло-серые, рыхлые, слюдистые, аркозовые. Во всех разностях наблюдается примесь рассеянной обуглившейся органики. Глины серые, темно-серые, слюдистые. Встречаются прослой бурого угля	
Яронг-ская													110-340		Глины морского генезиса с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Глины темно-серые, тонкоглинистые, аргиллитоподобные. Песчаники и алевролиты серые, светло-серые, часто с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, разной крепости, кварцево-полевцошатовые, с включениями глауконита. Отмечается углистый детрит	
Нижний																
Альпский																
Аптский																
Танопчинская													750-1170		В разрезе свиты можно выделить две различающиеся по строению с условиями образования подсвиты: нижнюю - готеривскую и верхнюю - баррем-аптскую. Нижнюю подсвиту составляют чередующиеся песчано-алевролитовые и глинистые пласты. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, аркозовые, плотные, массивные и тонкослоистые. Глины темно-серые, слюдистые, алевролитовые, плотные, содержат углистый детрит. Разрез подсвиты с размытым перекрытием регионально выдержанной глинистой пачкой мощностью до 45 м. Мощность нижней подсвиты составляет 200-400 м. Верхняя подсвита представлена типичной угленосной сероцветной формацией. Для этой части разреза характерно неравномерное чередование песчано-алевролитовых и глинистых горизонтов. Характерно обилие углей общей мощностью до 40 м и более.	
Ахская													300-850		В основании залегают подачимовская пачка слабобитуминозных аргиллитов мощностью около 100 м. Выше по разрезу аргиллиты перекрываются ачимовской пачкой, представленной переслаиванием серых, светло-серых песчаников и серых, темно-серых алевролитов. Песчаники мелкозернистые, крепкосцементированные, аркозовые, с глинисто-карбонатным или глинистым цементом, с большим количеством обугленных остатков. Мощность толщи варьирует от полного ее отсутствия до 100 м. Выше по разрезу залегают существенно глинистая толща мощностью до 300 м (сеяинская пачка). В верхней части ахской свиты выделяется песчано-глинистая пачка мощностью до 170 м, представленная песчаниками и алевролитами серыми, светло-серыми, мелкозернистыми. Завершается разрез глинистым горизонтом мощностью 10-25 м.	
Верхний																
Абальская													10-132		Битуминозные аргиллиты, черные, реже буроватые, темно-серые, слабоалевритистые, массивные, плитчатые и листоватые на Ямале. Глинисто-кремнистые породы, слабо- или вовсе небитуминозные на Гидане	
Средний																
Байский													50-300		Аргиллиты темно-серые до черных, плотные, крепкие, в различной степени песчанистые, слабобитуминозные	
Мальшевская															Песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов. Песчаники серые и светло-серые, средне- и мелкозернистые, с линзами углей. Алевролиты серые и темно-серые, глинистые. Аргиллиты темно-серые, сильно песчанистые.	
Белос													30-200		Тонкоотмученные массивные или тонкослоистые аргиллиты, темно-серые, плотные, слабо алевролитистые, с крупными стяжениями пирита. Песчаные прослой немногочисленные и приурочены к верхней части свиты	
Алтайский													100-270		Переслаивающиеся светло-серые мелко- и разнозернистые песчаники, чередующиеся с серыми, коричнево-серыми алевролитами и темно-серыми аргиллитами. Все породы в той или иной мере сидеритизированы и отличаются обилием углистого материала. Встречаются прослой углистых пород, линзы углей.	
Нижний																
Тюль													20-120		Темно-серые тонкослоистые, иногда битуминозные аргиллиты, встречена рассеянная галька, маломощные прослой алевролитов и мелкозернистые песчаники	
Лайдинская													90-300		Состоит из трех частей: нижняя представлена темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, светло-серыми песчаниками и небольшими прослоями конгломератов и гравеллитов. Средняя часть представлена многотонной толщей темно-серых аргиллитов, иногда битуминозных, с морской фауной. Верхняя часть сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пакетами их флюидного чередования	
Джангодская													30-70		Темно-серые, иногда буроватые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты, черные глины, с маломощными прослоями алевролитов, глинистых песчаников и конгломератов	
Левинская													60-320		Серые, буроватые аргиллиты, темно-серые алевролиты, песчаники с прослоями гравеллитов и конгломератов	
Зимняя													50-500		Переслаивание песчаников, алевролитов и глин. В основании слоев песчаников встречаются прослой конгломератов и гравеллитов. Песчаники серые и светло-серые, косослоистые.	
Юрская																
Средний																
Алтайский													246		Переслаивание глин, алевролитов и песчаников. Тонкие переслой гравеллитов и конгломератов встречаются в основании слоев песчаников. Песчаники часто косослоистые. Глины и алевролиты темно-серые до черных, горизонтальнослоистые.	
Нижний																
Тюль													100-500		Черные алевролитистые, горизонтальнослоистые глины в основании. Верхняя часть представлена переслаиванием алевролитов глин с прослоями песчаников. Грамменты углей отмечаются в нижней части, песчаники грауваквовые и косослоистые	
Джангодская													88		Серые мелко-среднезернистые косослоистые песчаники с алевролитами, глинами и слоями гравеллитов в нижней части Хлоритизированные и серцитизированные базальты в верхней части	
Триасовая																
Средний																
Корчаевская													800		В основании слой вулканических базальтовых туфов (17 м). Верхняя часть представлена многочисленными базальтовыми покровами (1-5 м) с редкими прослоями кластолавы. Базальты вторично-преобразованные. Они имеют зелено-буро-серый, зеленый и зеленовато-черный цвет. Первичные минералы замещены. Значительно преобразованные базальты коричневатые, красно-коричневые и фиолетовые из-за гематита (25-30%), выглядят, как глины. Базальты в нижней части также серцитизированные. В верхней части базальты хлоритизированы - это кора выветривания	
Палеозой																

Рис. 1.2. Сводный стратиграфический разрез севера Западной Сибири (по материалам Скоробогатова, Строганова (2003, 2006), Карасевой (1996))

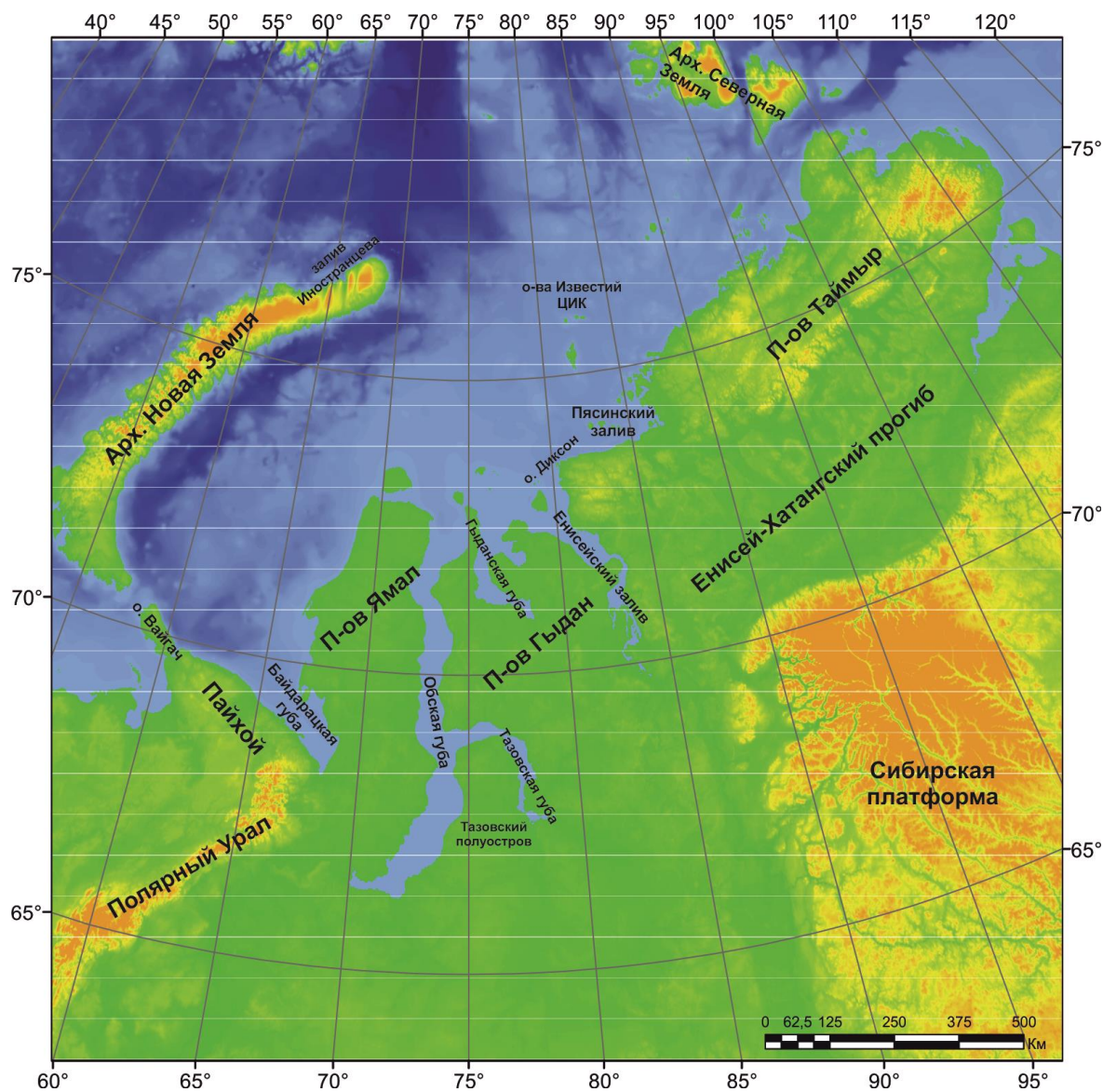


Рис. 1.3. Физико-географическая карта северной части Западной Сибири

образом, на сейсморазведочных материалах. В силу малого отбора керна и шлама из редких скважин сведения о вещественном составе доюрских пород фрагментарны (Скоробогатов и др., 2006).

Кембрийская система. Отложения кембрийской системы развиты на о-ве Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля) и залегают на размытой поверхности пород верхнего протерозоя. Кембрийские отложения сходны по составу с отложениями верхнего протерозоя Северной Земли и достигают мощности около 3000 м (Геология СССР..., 1970).

Ордовикская система. Породы ордовикской системы залегают с угловым несогласием на кембрийских отложениях, представлены тремя отделами и сложены терригенным и эвапорито-карбонатными отложениями суммарной мощностью до 2500 м (Геология СССР..., 1970).

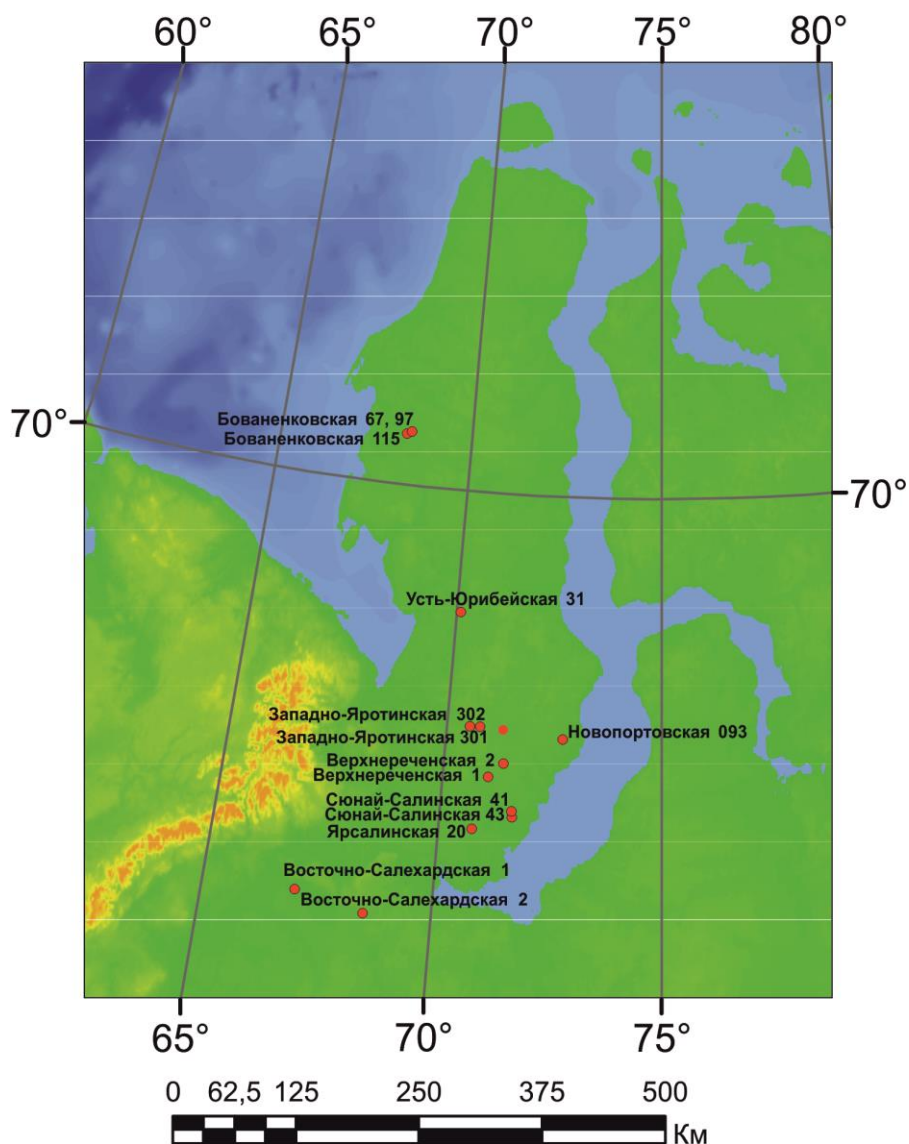


Рис. 1.4. Расположение скважин, вскрывших палеозойский комплекс отложений

Силурийская система. На п-ове Таймыр силурийские отложения известны в районе Пясинского залива и вдоль западной периферии докембрийского ядра полуострова. Разрез сложен буровато-серыми известняками, плотными доломитизированными, с терригенными и кремнистыми пропластками. Видимая мощность верхней части 250 м (Геология СССР..., 1970). На Новопортовском месторождении, расположенном на полуострове Ямал, отложения ордовика-силура представлены зеленосланцевым и метапесчаниковым комплексами отложений (Скоробогатов и др., 2006).

Девонская система. Девонские отложения центрального и южного Таймыра представлены преимущественно карбонатными и глинисто-карбонатными породами (Геология СССР..., 1970). В северной части Западной Сибири карбонатные отложения

силура-девона вскрыты на Новопортовском месторождении (Скорогобатов, Фомичев, 1986).

Каменноугольная система. В полосе Таймырского побережья от о-ва Диксон до Пясинского залива нижнекаменноугольные отложения представлены преимущественно карбонатами. Вверх по разрезу они сменяются терригенно-карбонатными породами среднего отдела (Геология СССР..., 1970). Отложения верхнего карбона установлены на крайнем западе побережья и представлены песчано-глинистыми породами. На центральном и южном Таймыре разрез аналогичен. В южной части полуострова Ямал на Новопортовской площади на глубине от 2500 до 2855 м бурением вскрыта песчано-конгломератовая толща, стратиграфический интервал которой может быть предположительно оценен от среднего карбона до перми включительно (Шипилов, Тарасов, 1998).

Пермская система. Отложения пермской системы на Ямальском и Гыданском полуостровах, а также в северной части полуострова Таймыр не установлены. На о-ве Диксон и прилегающей территории от Пясинского до Енисейского заливов к перми относится пятисотметровая толща ритмично переслаивающихся темно-серых песчаников и конгломератов полимиктовых мелкозернистых, алевролитов и углистых аргиллитов (Геология СССР..., 1970).

Мезозойская-кайнозойская эратемы

Мезозойско-кайнозойские отложения объединяют осадочные образования от триасового до четвертичного возраста. Типично осадочный чехол слагают терригенные и кремнистые породы юры, мела и кайнозоя.

Триасовая система. Отложения триаса в северной части Западной Сибири, представлены осадочным комплексом отложений и выделены в тампейскую серию. Триасовый возраст пород определен в результате палинологического анализа.

Тампейская серия залегает трансгрессивно с несогласием на подстилающих палеозойских породах и представлена лагунными, дельтовыми, прибрежно-морскими терригенными глинисто-алевритово-песчанистыми отложениями. Серия делится на две толщи: верхнюю, существенно глинистую, и нижнюю, песчано-глинистую. Нижняя толща сложена чередованием туфопесчаников, зеленовато-серых мелкозернистых, неясно горизонтально-слоистых, с мелкими прослоями глинистых брекчий. Верхняя толща представлена темно-серыми алевролитовыми аргиллитами и мелкозернистыми глинистыми алевролитами, содержащими прослой песчаников зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых (Карасева, 1996)..

В ее составе снизу-вверх выделяются *пурская, варенгяхинская и витютинская свиты*. *Пурская свита* представлена сероцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников. Мощность свиты по разрезу Уренгойской СГ-6 составляет 408 м. *Варенгяхинская свита* сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями песчаников и конгломератов. В средней части свиты породы имеют зеленовато-серую окраску и содержат пропластки темно-серых углистых аргиллитов. Мощность свиты варьирует от 100 м (Уренгойская, скв.414) до 500 м. *Витютинская свита* представлена в основном грубообломочными породами: серыми песчаниками и полимиктовыми конгломератами с прослоями темно-серых аргиллитов. Мощность свиты изменяется от 82 м (Уренгойская, скв. 411) до 150 м (Карасева, 1996).

В обнажениях горных обрамлений изучаемой территории триасовые отложения установлены на Южном Таймыре, где они представлены тремя отделами и сложены терригенными породами. Нижнетриасовой толще свойственны проявления основного магматизма, в среднем и верхнем триасе присутствуют базальные пачки и встречаются угленосные слои. Триасовые отложения с достоверностью установлены в скважине Тундровой на юго-западе Енисей-Хатангского прогиба, где в интервале 2144 – 3000 м вскрыты глинисто-алевритовые породы верхнего отдела (карний - рэт).

Юрская система. Отложения юрского возраста со стратиграфическим (при отсутствии триаса) и угловым несогласием залегают на породах палеозоя и развиты в пределах севера Западной Сибири повсеместно.

Нижний и средний отделы. В разрезе нижнесреднеюрской толщи выделяются две серии отложений: *заводоуковская* (J_{1h} - J_{3cl}) и *большехетская* (J_{1h} - J_{3cl}). В южной части изучаемого района ниже-среднеюрские отложения идентифицируются как заводоуковская серия. На севере полуострова Ямал и на Гыданском полуострове нижнесреднеюрские отложения идентифицируются как большехетская серия, более глинистая, чем в стратотипическом районе. По комплексу фораминифер эти отложения отнесены к плинсбахскому, тоарскому, ааленскому, байосскому и батскому векам (Скоробогатов и др., 2003).

Заводоуковская серия (J_{1h} - J_{3cl}). Разрез заводоуковской серии сложен чередующимися сероцветными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями углей. Обычными для пород являются: слабая сортировка, обилие обугленного растительного детрита, остатки корней растений, большое разнообразие текстур. В составе серии, на большей части ее развития, обособлена мощная толща континентальных нижнесреднеюрских отложений, выделяемая по Н.Н.Ростовцеву в *тюменскую свиту* (J_{1-2tm}). Разрез тюменской свиты сложен сероцветными терригенными породами. Мощность

нижнесреднеюрских отложений увеличивается с юга на север до 1,2—1,6 км (Малыгинская и Тамбейская группы поднятий). В этом же направлении проявляются и литолого-фациальные изменения разреза и переход от континентальных образований к более «мористым» (прибрежно-морским).

Большехетская серия (J_{1h} - J_{3cl}). Севернее Новопортовского месторождения континентально-дельтовые отложения заводоукской серии сменяются преимущественно прибрежно-морскими отложениями большехетской серии, расчлененными на девять свит. Эти свиты - зимняя, левинская, шараповская, китербютская, надояхская, лайдинская, вымская, леонтьевская, малышевская (Наумов, 1984).

Зимняя свита (геттангский ярус - низы верхнего плинсбахского подъяруса). В качестве стратотипа обычно принимается зимняя свита, выделенная в Усть-Енисейском районе по Семеновской скв. 1-Р (инт. 2748–2569 м) (Карцева и др., 1971, и др.). Возраст свиты установлен по фауне - *Ogmoconcha longula*, *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina inusitata* (МРСС, 2003). Отложения свиты развиты на территории на всей территории севера Западной Сибири. Это морские, прибрежно-морские серые, буроватые аргиллиты, темно-серые алевролиты, песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. В породах содержатся многочисленные раковины двустворок, комплексы фораминифер. Характерной особенностью свиты является высокая песчаность (более 50 %), наличие прослоев конгломератов, присутствие конкреций сидерита и пирита, а также тонкого обугленного растительного детрита. Мощность варьирует от 50 до 500 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Левинская свита (нижняя часть верхнего плинсбахского подъяруса). В качестве стратотипа обычно принимается левинская свита, выделенная по Малохетской скв. 10-Р (инт. 2197–2136 м) (Байбародских и др., 1968). Возраст левинской свиты установлен по фауне - *Harpax laevigatus*, *Trochammina lapidosa*, *T. inusitata*, *Ammodiscus siliceus*. (МРСС, 2003). Свита представлена морскими, прибрежно-морскими темно-серыми, иногда буроватыми аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами, черными глинами, с маломощными прослоями алевролитов, глинистых песчаников и конгломератов. В глинах встречаются обугленные растительные остатки. Мощность свиты составляет 50-200 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Шараповская свита (верхняя половина верхнего плинсбахского подъяруса). В качестве стратотипа принимается нижняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р (инт. 2136–1907 м) (Байбародских и др., 1968, и др.). Возраст свиты установлен по фауне - *Tancredia kuznetsovi*, *Harpax laevigatus*, *Trochammina lapidosa*.

(МРСС, 2003). Верхняя граница свиты по подошве общеизвестного в Сибири глинистого маркирующего горизонта совмещается с границей плинсбахского и тоарского ярусов (Шурыгин и др., 2000). Свита представлена мелководно- и прибрежно-морскими темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, светло-серыми песчаниками с небольшими прослоями конгломератов и гравелитов, с остатками морской фауны. Мощность свиты изменяется от 60 м до 320 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Китербютская свита (низы нижнего тоарского подъяруса). В качестве стратотипа принята средняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р (Байбародских и др., 1968). Возраст китербютской свиты установлен по фауне - *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*, *Ammobaculites lobus*, *Saccamina inanis*. (МРСС, 2003). Свита представлена монотонной толщиной темно-серых аргиллитов или глин тонкоотмученных, в прослойках часто битуминозных. Мощность свиты составляет 30 – 70 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Надояхская свита (верхи нижнего тоарского подъяруса – низы нижнего ааленского подъяруса) обособлена для территории фациальных районов севера Западной Сибири вместо верхнеджангодской подсвиты (Гурари и др., 1988). В качестве стратотипа принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р (Байбародских и др., 1968; и др.). Возраст нижней части надояхской свиты однозначно определен по находкам характерных комплексов макро- и микрофауны как нижнетоарский - *Dactylioceras ex gr. commune*, *Dacryomya inflata*, *D. gigantea*, *Tancredia bicarinata*, *Arctotis marchaensis*, *Luciniola sp.*, *Ammodiscus glutaceus*, *Globulina sibirica* (Шурыгин и др., 2000 и др.). Свита сложена мелководно-морскими, дельтовыми переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пакетами флишоидного их чередования. Аргиллиты темно-серые, сильно песчаные. Песчаники желтовато-серые, мелкозернистые, слабо-глинистые, тонкослоистые. В аргиллитах встречаются отпечатки пеллеципод. Мощность свиты составляет 90-300 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Лайдинская свита (верхняя половина нижнего - низы верхнего ааленского подъярусов). В качестве стратотипа обычно имеется в виду лайдинская свита, выделенная в Усть-Енисейском районе по Малохетской скв. 10-Р (Байбародских и др., 1968, и др.). Свита хорошо прослеживается на севере Западной Сибири в фациальной области морского седиментогенеза. В пределах свиты прослежены слои с *Dacryomya gigantea* (верхняя часть слоев) и слои с *Arctotis lenaensis* (нижняя часть слоев), а также ряд слоев, охарактеризованных ретроцерамами (Шурыгин и др., 2000). Это мелководно-морские темно-серые тонкослоистые, иногда битуминозные аргиллиты, встречена рассеянная

галька, маломощные прослои алевролитов и мелкозернистые песчаники. В составе свиты выделяются две пачки: нижняя, представленная преимущественно аргиллитами, и верхняя, сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Аргиллиты нижней части — черные, плотные, крепкие, с тонкой горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью за счет тонких прослоев и линзочек серого алевролитового материала. В верхней части встречены отпечатки пелеципод и комплекс фораминифер тоарского яруса. Верхняя толща свиты представлена песчаниками и алевролитами серыми и светло-серыми, плотными, с косой и волнистой слоистостью. Мощность свиты изменяется от 20 до 120 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Вымская свита (верхняя часть верхнего ааленского подъяруса - низы нижнего байосского подъяруса). В качестве стратотипа принимается вымская свита, выделенная в Усть-Енисейском районе по Малохетской скв. 10-Р (Байбародских и др., 1968, и др.). Объем свиты определяется находками в разрезах севера Сибири аммонитов, характерных комплексов двустворок и фораминифер (Шурыгин и др., 2000). Свита сложена мелководно-морскими, прибрежными, переслаивающимися светло-серыми мелко- и разнозернистыми песчаниками, чередующимися с серыми, коричневато-серыми алевролитами и темно-серыми аргиллитами (аргиллиты имеют подчиненное значение), пакетами флишоидного переслаивания с *Arctica humiliculminata*, *A.lenaensis*, *Ammodiscus arangastachiensis*, *Camptocythere spp.* (МРСС, 2003). Песчаники и алевролиты преимущественно плотные, слюдистые, сильно глинистые, с намывами глинисто-углистого материала, с карбонатно-глинистым цементом. Аргиллиты темно-серые, крепкие, плотные, песчаные. Все породы в той или иной мере сидеритизированы и отличаются обилием углистого материала. Мощность свиты составляет 100-270 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Леонтьевская свита (верхняя часть нижнего - низы верхнего байосского подъярусов). В качестве стратотипа принимается леонтьевская свита, выделенная по Малохетской скв. 10-Р (Байбародских и др., 1968, и др.). Возраст определен по фауне - *Retroceramus gr.porrectus*, *Arctotis lenaensis*, *A. sublaevis*, *Meleagrinnella decussata*, *Ammodiscus arangastachiensis*, *Globulina oolitica*, *Recurvoides anabarensis*, *Trochammina praesquamata*, *Camptocythere spp.* (МРСС, 2003). Леонтьевская свита содержит богатые комплексы двустворок и фораминифер, известные из скважин севера Западной Сибири. Это морские тонкоотмученные массивные или тонкослоистые аргиллиты, темно-серые, плотные, слабо алевролитистые. Песчаные прослои весьма немногочисленны и приурочены к верхней части свиты. Мощность свиты составляет 30-200 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Малышевская свита (верхи верхнего байосского подъяруса - верхний батский подъярус). Свита хорошо прослеживается на севере Западной Сибири и в смежных фациальных районах. В разрезах малышевского горизонта известны палеонтологические находки – *Cranoccephalites sp.*, *Retroceramus gr.retrosus*, *Arctotis sublaevis*, *Meleagrinnella ovalis*, *Malletia valga*, *Globulina praecircumphlua*, *Recurvoides anabarensis*, *Trochammina aff. praesquamata*, *Camptocythere (A.) arangastachiensis* (МРСС, 2003). На рассматриваемой территории свита представлена морскими, прибрежно- и мелководно-морскими песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов. Песчаники серые и светло-серые, средне- и мелкозернистые, средней крепости, с линзами углей. Алевролиты серые и темно-серые, глинистые. Аргиллит темно-серый, сильно песчанистый, имеет подчиненное значение. По всему разрезу отмечается обилие углистого материала. Мощность свиты составляет 50-300 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Верхний отдел. Малышевской свитой завершается разрез нижнесреднеюрских отложений. Выше без перерыва залегают породы верхней юры, представленные тремя свитами: даниловской ($J_3cl_2 - K_1br_1$), абалакской ($J_3cl_2 - J_3km_3$), гольчихинской ($J_3cl - J_3t_1$) баженовской ($J_3km_3 - K_1br_1$).

Даниловская свита (средний келловейский подъярус – нижний берриасский подъярус) (J_3d). Объединяет верхнеюрские отложения в крайних южной и юго-западной частях полуострова Ямал и является возрастным аналогом абалакской и баженовской свит. В ее составе выделяется две подсвиты: нижняя и верхняя. Нижняя подсвита представлена аргиллитами темно-серыми и серыми, от тонкоотмученных до алевроитовых со стяжениями пирита, в ней встречены фаунистические остатки – *Amoeboceras pulchrum*, *A. (Paramoeboceras) aff. glosense*, *Cardioceras (Scarburgiceras) cf. oblitteratum*, *Longaeviceras cf. novosemelicum*, *Quenstedtoceras (Soaniceras) parvulum*, *Rondiceras milashevici*, *Tolyptammina virgula*, *Planularia pressula*, *Pseudolamarckina lopsiensis*, *H. canuiformis*, *R. disputabilis*, *A. thomsi*, *T. svetlanae*, *A. tobolskensis*, *E. paraconica*, *D. insperata*, *T. rostovzevi* и др. (МРСС, 2003). В верхней части в разной степени аргиллиты глауконитовые с карбонатными конкрециями. Мощность подсвиты до 40 м. Верхняя подсвита представлена аргиллитами серыми, темно-серыми, местами битуминозными, иногда алевроитовыми, с карбонатными конкрециями, стяжениями пирита и остатками фауны: *Buchia ex gr. rugosa*, *B. ex gr. mosquensis*, *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*, *Trochammina septentrionalis*, *Spiroplectammina vicinalis*, *Pseudolamarckina voliaensis* (МРСС, 2003). Мощность подсвиты до 80 м. Общая мощность свиты достигает 120 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Абалакская свита (средний келловейский подъярус – верхний киммериджский подъярус) (J_{3ab}). Впервые выделена П.Ф. Ли в 1960 г. в разрезе скважин Абалакской площади. Объединяет часть средне-верхнеюрских отложений (келловейский, оксфордский и киммериджский ярусы) преимущественно морского генезиса в центральной и северной частях полуострова Ямал. Представлена аргиллитами серыми и темно-серыми до черных, плотными, крепкими, в различной степени песчанистыми, иногда слабобитуминозными. Отмечаются отпечатки аммонитов. В кровле свиты описаны зерна глауконита. Непосредственно в подошве свиты залегает базальный пласт песчаников (мощностью до 3 м), который обычно рассматривается как граница средней и верхней юры. По данным Л.А. Булынниковой и М.В. Корж, формирование этого песчаного пласта в районе Южного Ямала связано с резким обмелением оксфордского морского бассейна и кратковременным образованием на этой и некоторых других территориях северных районов Западной Сибири прибрежной части шельфа, с последующей трансгрессией уже в конце оксфордского века. Мощность свиты составляет 10-147 м. Выше по разрезу отложения абалакской свиты согласно перекрываются породами баженовской свиты (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Гольчихинская свита (келловейский ярус – середина нижнего титонского подъяруса), обособленная для верхней юры п-ова Гыдан, представлена аргиллитами темно-серыми, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком, тонкоотмученными или алевритовыми, в прослоях битуминозными. Мощность свиты достигает 400 м (Скоробогатов и др., 2006).

Баженовская свита (верхний киммериджский подъярус - нижний берриасский подъярус) (J_{3bg}). Объединяет часть верхнеюрских отложений (низы киммериджского — волжский ярус). Разрез отложений баженовской свиты представлен битуминозными глинисто-кремнистыми породами, черными, реже буроватыми, темно-серыми, слабоалевритистыми, массивными, плитчатыми и листоватыми. В аргиллитах отмечены находки раковин пелеципод и аммонитов (Скоробогатов и др., 2003, 2006). Мощность свиты варьирует от 10 до 145 м.

Меловая система. Меловая система представлена нижним и верхним отделами.

Нижний отдел. Отложения части нижнего отдела представлены ахской и танопчинской свитами.

Ахская свита (берриасский ярус - низы готеривского яруса). Эти отложения имеют неоднородное строение и по литологическим особенностям разделяются на ряд пачек и толщ. В основании залегает *подачимовская* пачка слабобитуминозных аргиллитов мощностью около 100 м. Выше по разрезу аргиллиты перекрываются *ачимовской* пачкой,

представленной переслаиванием серых, светло-серых песчаников и серых, темно-серых алевролитов. Мощность толщи варьирует от полного ее отсутствия до 50— 100 м. Перекрываются ачимовские отложения существенно глинистой толщиной до 300 м (*сеяхинская* пачка). В верхней части ахской свиты выделяется песчано-глинистая пачка мощностью до 170 м, представленная песчаниками и алевролитами серыми, светло-серыми, мелкозернистыми, крепкосцементированными. Завершается разрез отложений ахской свиты глинистым горизонтом мощностью 10 — 25 м. Общая мощность ахской свиты составляет 300-850 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Танопчинская свита (верхи готеривского яруса - нижняя часть аптского яруса) (K_{1tnp}). В разрезе свиты можно выделить две различающиеся по строению и условиям образования подсвиты: нижнюю — готеривскую и верхнюю — баррем-аптскую. Нижнюю подсвиту (K_{1tnp1}) слагают чередующиеся песчано-алевритовые и глинистые пласты, что достаточно уверенно прослеживается в большинстве скважин, а также на отдельных участках. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, аркозовые, плотные, крепкие, массивные и тонкослоистые. Глины темно-серые, слюдистые, алевритовые, плотные, содержат углистый детрит. По характеру строения и облику пород предполагается, что эта часть разреза формировалась в изменчивых прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях. Разрез подсвиты с размывом перекрыт регионально выдержанной глинистой пачкой мощностью до 45 м. Мощность нижней подсвиты танопчинской свиты составляет 200-400 м. Верхняя подсвита (K_{1tnp2}) слагает основную часть разреза танопчинской свиты. Представлена типично угленосной сероцветной формацией. Для этой части разреза характерно неравномерное чередование песчано-алевритовых и глинистых горизонтов, меняющихся по площади и по разрезу, с различными литологическими переходами, фациальными вариациями и внутриформационными размывами. Характерно обилие пластов углей общей толщиной до 40 м и более. Общая мощность свиты составляет 750-1170 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Выше залегают яронгская (K_{1al1} - K_{1al2}) и марресалинская (K_{1al3} - K_{2cm3}) свиты. **Яронгская свита** (нижний – средний альбский подъярус) (K_{1iar}) представлена в основном глинами морского генезиса с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Глины темно-серые, тонкоотмученные, аргиллитоподобные, с неровным или полураковистым изломом. Песчаники и алевролиты серые, светло-серые, часто с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, разной крепости, кварцево-полевошпатовые, с включениями глауконита. Отмечается углистый детрит. Мощность свиты составляет 110-340 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Верхний отдел. Отложения верхнего мела представлены марресалинской (K_{1a13} - K_{2cm3}), кузнецовской (K_{2t1} - K_{2t2}), березовской (K_{2t2} - K_{2cp2}), ганькинской (K_{2cp2} - K_{2d}) свитами.

Марресалинская свита (средний альбский подъярус – верхний сеноманский подъярус) (K_{1-2mr}). Нижняя толща свиты представлена преимущественно песчаниками с подчиненным участием алевролитов и глин, состав которых аналогичен таковым в яронгской свите. В средней и верхней частях свиты отложения представлены также песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глин. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые. Алевролиты серые и светло-серые, рыхлые, слюдистые, аркозовые. Глины серые, темно-серые, песчаные и алевритистые, слюдистые. В породах отмечаются многочисленные растительные и углистые остатки, включения янтаря и прослой бурого угля. Мощность свиты изменяется от 300 до 850 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Кузнецовская свита (туронский ярус) (K_{2kz}). Свита представлена морскими глинами темно-серыми, почти черными, слабослюдистыми, известковистыми, с линзовидными включениями алевролита светло-серого, с редкими включениями пирита и обломками известковистой фауны. Слоистость тонкая горизонтальная, иногда прерывистая, слабо выраженная. Мощность свиты составляет 40-80 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Березовская свита (нижний коньякский подъярус - низы верхнего подъяруса кампанского яруса) (K_{2br}). Свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита (K_{2br1}) сложена глинами темно-серыми, опоковидными и алевритистыми, слюдистыми, с маломощными прослоями песчаников и алевритов и включениями остатков фауны моллюсков. Верхняя подсвита (K_{2br2}) представлена глинами серыми и темно-серыми, алевритистыми, слюдистыми, в нижней части опоковидными. Отмечаются углистый детрит, включения пирита и прослой песчаного материала глауконитово-кварцевого состава. Общая мощность свиты изменяется от 120 до 380 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Ганькинская свита (верхний кампанский подъярус - датский ярус) (K_{2gn}). Свита представлена морскими глинами серыми и темно-серыми со слабым зеленоватым оттенком, слабоалевритистыми, известковистыми, слюдистыми, в нижней части опоковидными. Отмечаются углистый детрит, фауна пелеципод, редкие растительные остатки, включения пирита. Мощность свиты составляет 100-350 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Палеогеновая система. Представлена палеоценовым и эоценовым отделами.

Палеоценовый отдел. Отложения отдела представлены тибейсалинской ($P_{1-1}-P_{1-2}$) и талицкой ($P_{1-1} - P_{1-2}(P_{2-2}?)$) свитами, которые вскрыты на всех площадях на полную мощность.

Тибейсалинская свита (палеоценовый отдел) (Ptb). Впервые выделена Н.Х. Кулахметовым в 1965 г. В нижней части свиты глины серые и темно-серые, слюдистые, песчаные, с включениями обугленных растительных остатков. В верхней части свиты тонкозернистые, алевритистые пески и алевриты с подчиненными прослоями темно-серых глин. Мощность свиты колеблется от 90 до 315 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Талицкая свита (PtI). Отложения свиты представлены глинами серыми и темно-серыми, слюдистыми, опоковидными, песчаными в верхней части, с тонкими линзами светло-зеленого песка и алеврита. Возраст пород свиты датируется по-разному: палеоцен или эоцен. Мощность свиты колеблется от 35 до 70 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Эоценовый отдел. Отложения отдела представлены люлинворской свитой ($P_{2-1}-P_{2-3}$).

Люлинворская свита (эоценовый отдел) (PlI). Представлена глинами серыми, пепельно- и темно-серыми, слабоалевритистыми, прослоями опоковидными. В нижней части свиты встречаются прослой серых опок с голубоватым оттенком и раковистым изломом. Мощность свиты до 150 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

В пределах Ямала на отложениях палеогеновой системы с размывом залегают породы четвертичного возраста. На Гыданском полуострове распространены породы миоценового возраста (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

Неогеновая система.

Миоцен. На п-ове Гыдан и в Усть-Енисейском районе неоген представлен породами ныдинской свиты.

Ныдинская свита (миоценовый отдел). Отложения представлены коричневыми глинами, алевритами с прослоями песков, бурых углей и лигнитов. Мощность от 5-6 до 80 м (Скоробогатов и др., 2006).

Четвертичная система. Система представлена морскими и ледниково-морскими песками, алевритами, суглинками, супесями и глинами с включениями растительных остатков и обломков морской макрофауны, гравием, галькой и валунами с оснований. Мощность пород свиты колеблется от 50 м до 350 м (Скоробогатов и др., 2003, 2006).

1.3. Тектоническое строение

В строении севера Западно-Сибирского бассейна выделено три структурных этажа, соответствующие трем этапам тектонического развития региона. Первый,

домезозойский, представлен отложениями палеозойского возраста и соответствует складчатому основанию. Второй, промежуточный, структурно-тектонический этаж представлен отложениями пермско-триасового возраста. Породы этого этажа заполняют впадины и прогибы в палеорельефе палеозойского комплекса. На севере Западной Сибири породы пермско-триасового возраста представлены терригенными отложениями (аргиллиты, алевролиты, песчаники, реже конгломераты, угли, туфогенные породы). Третий структурно-тектонический этаж, отвечающий синеклизной стадии развития бассейна, сложен терригенным осадочным комплексом мезозойско-кайнозойского возраста, который накапливался в условиях длительного и стабильного прогибания бассейна.

Представленная схема тектонического районирования Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна основана на личных взглядах автора и обобщении фактического материала, выполненного ОАО «МАГЭ», ФГУП СМНГ, ФГУНПП «Серморгео», а также аналитических и научно-исследовательских работ, выполненных ведущими институтами отрасли – ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ВНИГНИ, ИГиРГИ, ВНИИГАЗ, Академией наук РФ, МГУ им. М.В. Ломоносова и др (рис. 1.5).

В настоящее время установлено, что северная часть Западно-Сибирского бассейна расположена на коре континентального типа (Верба, 2001). Мощность осадочного чехла изменяется от первых километров до 10-12 км, и его разрез сложен отложениями палеозой-мезозой-кайнозойского возраста.

В тектоническом плане Западно-Сибирская плита сформировалась между двумя древними платформами: Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской, где активно проявлялись процессы рифтогенеза, которые сменялись длительным и устойчивым погружением и последующей инверсией. В рассматриваемом регионе выделяется ряд линейных зон складчатости различного возраста, от байкальского до киммерийского.

Среди надпорядковых тектонических элементов выделяются следующие: окраины древних платформ, плиты палеозой-мезозойского возраста (северная часть Западно-Сибирской, включая акваторию Карского моря), плиты палеозойского, возможно, более древнего возраста (Северо-Карская), складчатые системы байкальского (Пайхой), герцинского (Урал) и позднегерцинского-киммерийского (Новая Земля, Таймыр) возраста.

Среди структур первого порядка выделяются сверхглубокие депрессии и жесткие платформенные массивы. Сверхглубокие депрессии (Западно-Сибирская депрессия, Енисей-Хатангский прогиб, Восточно-Приуральская зона прогибов) – эпицентры погружения и максимального осадконакопления бассейна. Это наиболее прогнутые части

практически на всем их протяжении. Средняя мощность осадочного чехла в их пределах составляет 3-5 км.

Склоны сверхглубоких депрессий, как правило, асимметричные. Один борт крутой и представляет собой тектонический выступ по глубинному разлому на границе между платформенным массивом и областью прогибания. Другой борт ступенчатый, включает тектонически раздробленную зону, часто называемую зоной тектонических ступеней, и моноклираль. По нижним горизонтам он представляет собой узкую линейную зону блоковых сильно нарушенных разломами тектонических структур, погружающихся от жесткого платформенного массива к осевой части депрессии, а по верхним горизонтам имеет моноклиральное строение.

В пределах структур первого порядка выделяются структуры второго порядка. К ним относятся наложенные впадины и прогибы, седловины и инверсионные поднятия. Инверсионные валы, как правило, линейно вытянуты вдоль оси погружения и бортов сверхглубоких депрессий. Седловины формируются в пределах депрессий в местах пересечения разнонаправленных, возможно разновозрастных, тектонических элементов более высокого порядка.

Строение северной части Западно-Сибирского бассейна и шельфа Карского моря изучено региональными сейсмическими работами ФГУП СМНГ, ОАО «МАГЭ», ФГУНПП «Сервомргео», и описано в работах Е.В. Захарова, Б.А. Никитина, Л.И. Ровнина, В.А. Холодилова, А.Д. Дзюбло и др. Карский шельф по тектоническому строению делится на две части: южную и северную. Южная часть, в литературе упоминаемая как Южно-Карская впадина, является акваториальным продолжением структур Западной Сибири – Ямала и имеет с ними единое геологическое строение. Северная часть – тектоническая область более древней стабилизации, тесно связанная с Восточно-Сибирской платформой и выделяемая в данной работе как Северо-Карская плита. Граница между Северо-Карской плитой и Южно-Карской впадиной проходит через зону ступеней (Северо-Сибирский порог) (Рис. 1.6). Разрез северной части Западно-Сибирского бассейна и Южно-Карской впадины, как было сказано, имеет идентичное строение и сложен породами мезокайнозойского плитного чехла, наложенного на разновозрастный дислоцированный и частично метоморфизованный палеозойский осадочный комплекс.

На севере Западно-Сибирской плиты, включая южную часть Карского моря, выделяются следующие структуры первого порядка: Западно-Сибирская сверхглубокая депрессия, западная часть Енисей-Хатангского прогиба, Восточно-Приуральская зона впадин и прогибов; зоны тектонических ступеней и моноклиралей (Байдарацкая ступень,

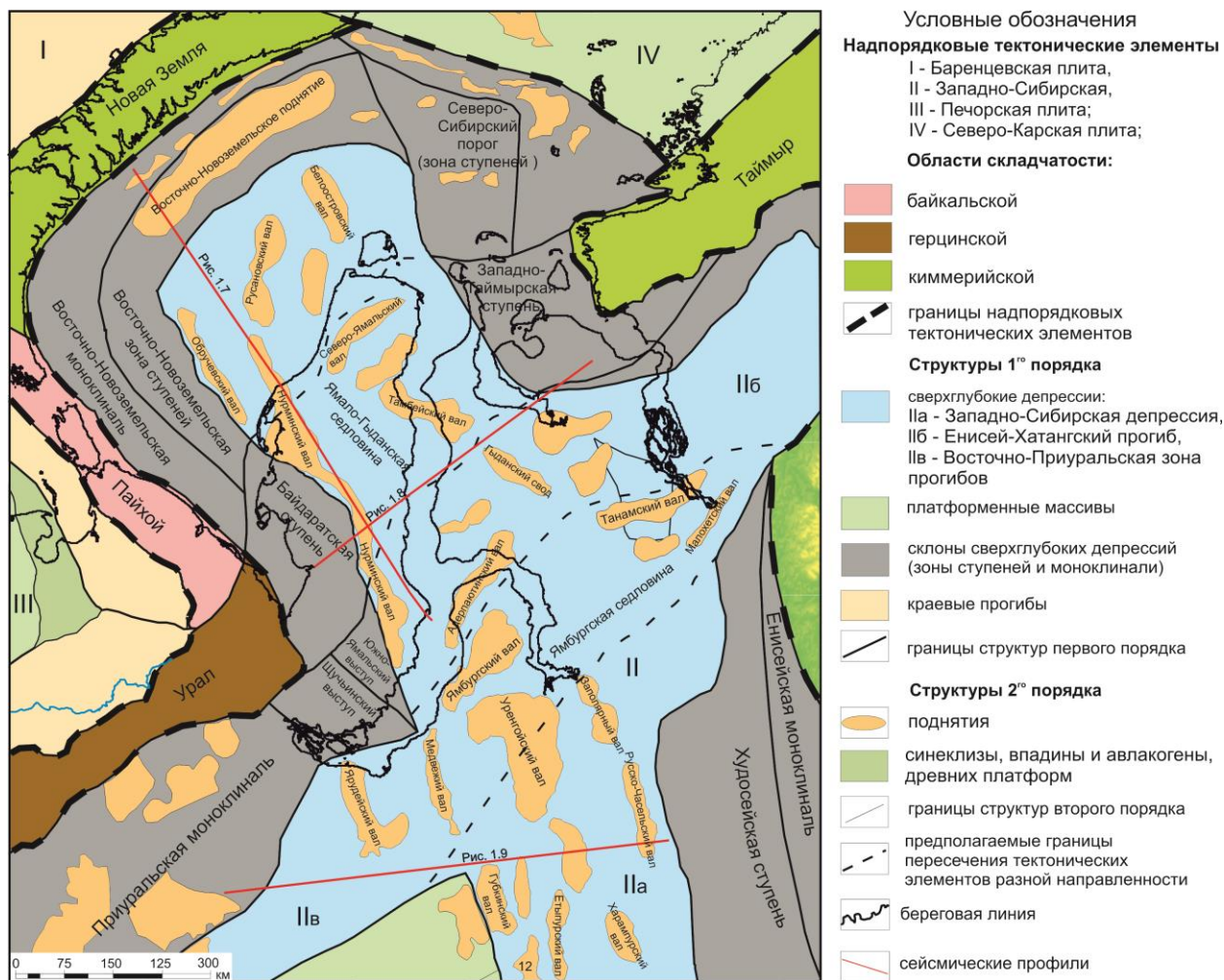


Рис. 1.6. Схема тектонического районирования северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (условные обозначения см. рис. 1.5)

Восточно-Новоземельская зона ступеней и моноклинали, Северо-Сибирский порог, Западно-Таймырская ступень, Худосейская ступень, Касская ступень, Приуральская, Восточно-Новоземельская, Притаймырская и Енисейская моноклинали); зона поднятий Широтного Приобья.

Западно-Сибирская депрессия по сейсмическим материалам представляет собой систему линейно вытянутых инверсионных валов, которые периодически проявлялись в структурном плане от кровли палеозоя до кровли сеномана. В Западно-Сибирском бассейне В.С. Сурков и О.Г. Жеро (1981) определяют эту зону глубоких прогибов и инверсионных валов как унаследовательно-наложенную впадину и прослеживает развитие триасовых прогибов и грабенов в ее пределах. Возможно, эта зона имеет более древнее заложение и выделяется как авлакогенная структура по палеозойскому комплексу (Шаблинская Н.В., 1984; Кунин Н.Я., 1985). На ее территории еще в рифее сформировалась система грабенов, которые в раннем и среднем палеозое могли

регенерироваться или «обновляться» подобно тому, как это происходило на древних платформах.

Заложение Западно-Сибирской депрессии произошло еще в палеозое, возможно, в девоне, что объясняет большие мощности осадочного чехла в ее пределах (до 12 км), включая как мезозойско-кайнозойские, так и палеозойские отложения. Максимальные глубины залегания подошвы осадочного чехла в пределах Западно-Сибирской депрессии оцениваются в 10-12 км и более. Максимальная суммарная мощность палеозой-мезозой-кайнозойского осадочного чехла предполагается под инверсионными поднятиями. Максимальная мощность мезозойского-кайнозойского комплекса (6-8 км) отмечена в межинверсионных прогибах, где она увеличивается как за счет юрско-мелового, так и триасового комплексов отложений (рис. 1.7). Наличие недислоцированных палеозойских комплексов отложений на склонах Западно-Сибирской депрессии (Нурминский вал, Новопортовская структура, Бованенковская структура, район Енисейского залива и Байдарацкой губы по данным сейсмических работ ГНЦ ФГУПП «Южморгеология» 2009, 2010), где предполагаемая мощность палеозойских отложений составляет около 5-6 км, показывает широкое развитие палеозойских недислоцированных отложений в эпицентре погружения (рис. 1.8, 1.9).

В зоне пересечения Западно-Сибирской депрессии и Енисей-Хатангского прогиба в структуре осадочного чехла выделяются поперечные структуры, а именно Ямало-Гыданская и Ямбургская седловины. Эти седловины выделяются по сокращению мощностей мезозойского комплекса и изменению простирания структур с северо-западного на северо-восточное. Их формирование может быть связано с тектоническим пересечением двух разнонаправленных структурных линейментов, Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского.

С крупными инверсионными поднятиями в пределах Западно-Сибирской зоны сверхглубокой депрессии связаны Уренгойское, Ямбургское, Заполярное, Медвежье и другие многопластовые месторождения, уникальные по запасам свободного газа. Залежи открыты практически во всем разрезе осадочного чехла.

Зоны тектонических ступеней и моноклиналей ограничивают Западно-Сибирскую депрессию. В акваториальной части Западно-Сибирскую депрессию со стороны Пайхоя и Новой Земли ограничивают Байдарацкая и Восточно-Новоземельская зоны ступеней. Северная часть Западно-Сибирской депрессии представлена Северо-Сибирским порогом. В пределах тектонических ступеней и моноклиналей триасовый комплекс, широко представленный в эпицентре погружения бассейна, отсутствует. Кроме того, происходит постепенное сокращение мощностей юрско-мелового комплекса отложений по мере

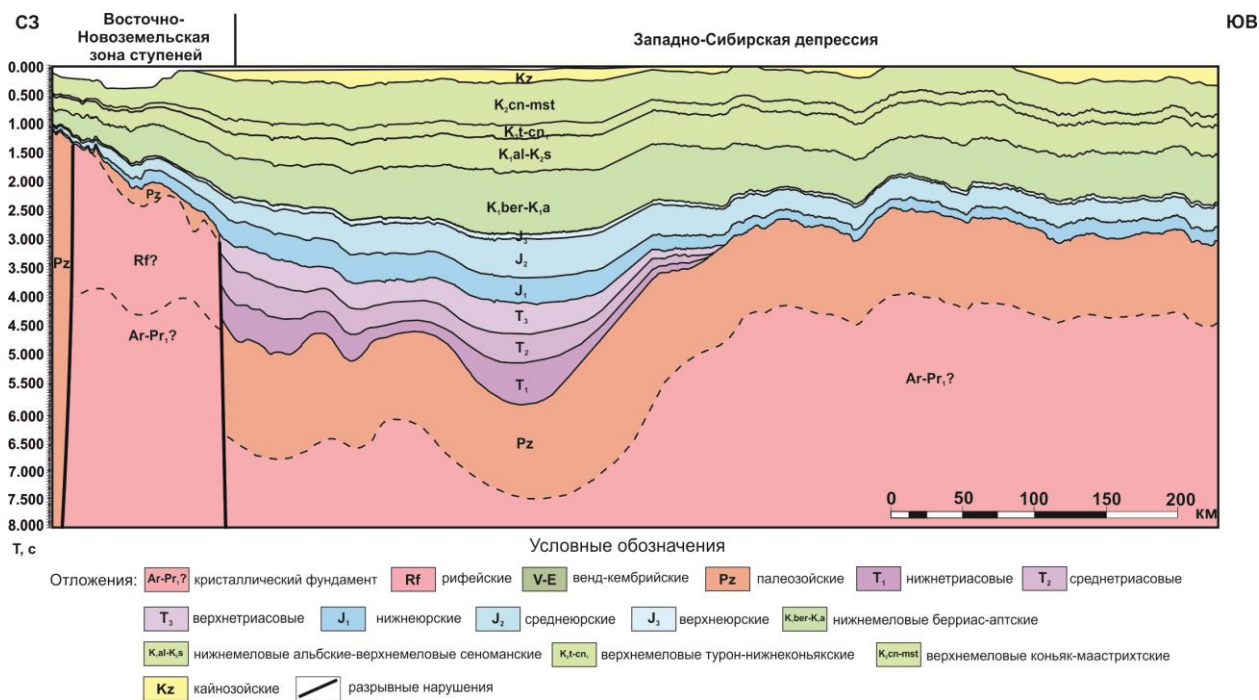


Рис. 1.7. Региональный сейсмогеологический профиль 1-1' (расположение см. рис. 1.6)

удаления от эпицентра погружения бассейна. Вблизи поверхности на глубине 2-3 км залегают палеозойские и, возможно, рифейские комплексы отложений, частично метаморфизованные и разбитые на отдельные блоки.

Эти отложения вскрыты на Новопортовском месторождении, Усть-Юрибейской и Западно-Яротинской площадях и могут быть закартированы на временных сейсмических разрезах Восточно-Новоземельской зоны ступеней (ФГУП СМНГ).

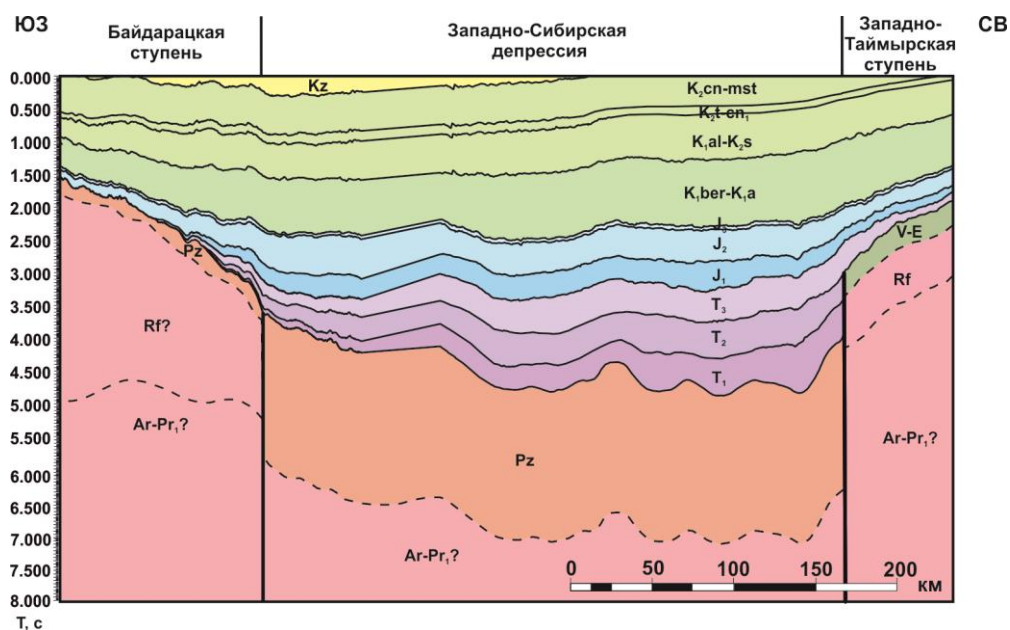


Рис. 1.8. Региональный сейсмогеологический профиль 2-2 (условные обозначения см. рис. 1.7, расположение см. рис. 1.6)

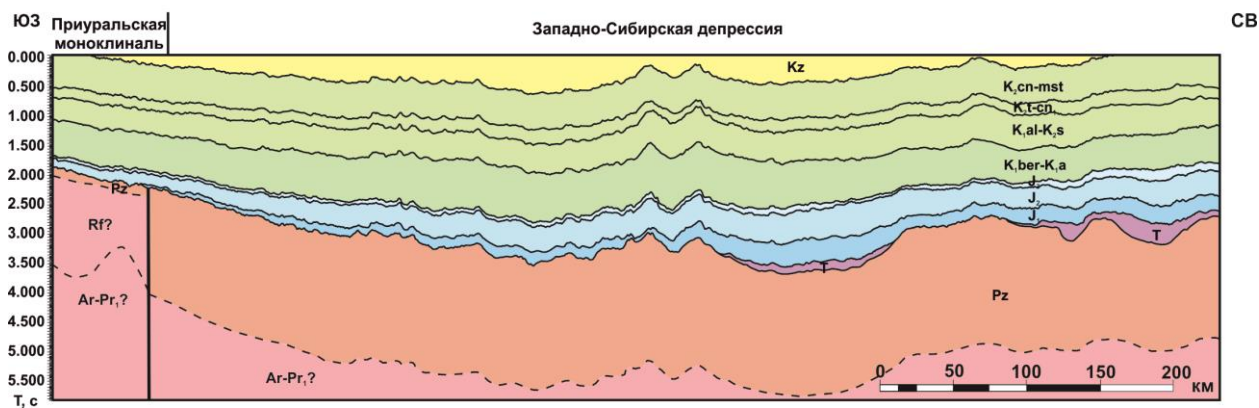


Рис. 1.9. Региональный сеймогеологический профиль 3-3' (условные обозначения см. рис. 1.7, расположение см. рис. 1.6)

1.4. История геологического развития

История развития Западно-Сибирского бассейна на палеозойском этапе развития вызывает много споров и дискуссий. В целом, большинство исследователей останавливается на том, что на палеозойском этапе Западно-Сибирский бассейн претерпел как процессы растяжения с образованием зон активного рифтогенеза, так и последующие процессы сжатия во время которых сформировались складчатые структуры байкальского, каледонского и герцинского возраста.

Следующий этап развития Западно-Сибирского бассейна связан с проявлением в раннем триасе континентального рифтогенеза. В Западной Сибири рифтогенез - часть глобального рифтогенеза, охватившего огромные пространства Арктики и Северной Атлантики (Сурков и др., 1984). Процесс рифтогенеза ознаменовался интенсивным базальтоидным вулканизмом с различными формами его проявления (вулканы центрального и трещинного типов, обширные базальтовые плато и грабены). Процесс активной фазы рифтогенеза в истории Западной Сибири занял короткий отрезок времени - около 15 млн лет (индский – анизийский века).

Третий этап начинается с формирования покровной части осадочного чехла Западно-Сибирского бассейна, которое соотносится со временем завершения раннетриасовых рифтогенных процессов и постепенного заполнения осадками с севера на юг разрастающейся мегасинеклизы начиная со среднего триаса. Образование и заполнение бассейна седиментации определялись тремя факторами: устойчивым непрерывным пострифтовым прогибанием земной коры, эвстатическим колебанием уровня морей и раскрытием в конце мезозоя - начале кайнозоя котловины Северного Ледовитого океана.

Первая стадия продолжалась 70 млн лет - от среднего триаса (ладинский век) до средней юры (батский век) - и характеризовалась экспансивным заполнением существенно песчаными и песчано-алевритовыми осадками в результате разрушения складчатых горных сооружений Урало-Монгольского складчатого пояса и Сибирской платформы.

Начиная с келловея, осадки накапливались в условиях обширного эпиконтинентального моря. В позднеготеривско-барремское время (продолжительностью около 12 млн лет) в результате регрессии моря Западная Сибирь превратилась в низменную аккумулятивную равнину. В течение апта-альба-сеномана наблюдалась постепенная трансгрессия моря с формированием континентальных, прибрежно-морских и морских существенно песчано-алевритовых пород. Трансгрессия длилась более 50 млн лет, когда накапливались толщи, состоящие из био- и хемогенных осадков (диатомиты, опоки, радиоляриты). В раннем эоцене отмечается незначительная ингрессия моря, что, очевидно, явилось предвестником перестройки в структуре земной коры.

Третья стадия формирования покровного чехла бассейна связана с процессами, обусловленными раскрытием котловины Арктического бассейна, которое отразилось в смене знака вертикальных тектонических движений на севере Западной Сибири. Начиная с позднего эоцена, земная кора северных районов бассейна стала воздыматься. Палеоцен-эоценовое море по южным проливам покидает пределы Западной Сибири. Кратковременная ингрессия на границе олигоцена и миоцена была последней. После этого море окончательно покинуло пределы Западной Сибири, которая превратилась в низменную аккумулятивно-эрозионную равнину. Это событие, начавшееся 40 млн лет назад, продолжается в настоящее время.

1.5. Нефтегазоносные комплексы

На севере Западно-Сибирского бассейна нефтегазоносность установлена в широком стратиграфическом диапазоне: от кровли сеномана до фундамента, в интервале глубин от 500 до более 4000 м.

В отложениях северной части Западно-Сибирского бассейна выделяются два основных нефтегазоносных комплекса: доюрский и юрско-меловой. В свою очередь доюрский комплекс делится на палеозойский и триасовый подкомплексы. Юрско-меловой комплекс можно разделить на юрский и меловой подкомплексы.

Нефтегазоносные комплексы (НГК) представляют собой генетические подразделения самого высокого ранга в разрезе нефтегазоносных бассейнов. Под

НГК большинство исследователей понимают толщи с определенным составом пород, характеризующиеся набором специфических черт. Комплексы часто обладают природными резервуарами различных типов и каждый из них содержит нефти с определенным геохимическим составом. Источник нефти (газа) может быть внутри комплекса и (или) углеводороды могут поступать в комплекс извне (Бурлин и др., 1991).

Доюрский нефтегазоносный комплекс

Палеозойский подкомплекс. В палеозойском комплексе признаки нефтеносности установлены на Бованенковском месторождении, но достоверно открыта только одна газоконденсатная залежь в карбонатных породах Новопортовского месторождения.

Триасовый прогнозируемый подкомплекс на современном этапе исследования изучен недостаточно, что объясняет отсутствие в нем открытых залежей углеводородов.

Юрско-меловой нефтегазоносный комплекс

В юрско-меловом нефтегазоносном комплексе залежи нефти и газа сосредоточены в таких крупных и уникальных месторождениях, как Уренгойское, Ямбургское, Медвежье, Новопортовское, Бованенковское, Салмановское, Харасавэйское, Северо-Комсомольское, Ванкорское и др. Основные запасы углеводородов в них приурочены к залежам мелового возраста.

Юрский подкомплекс связан с нефтегазоносностью ниже-среднеюрских и верхнеюрских отложений, существенно отличающиеся друг от друга по характеру нефтегазоносности. Основные характеристики и месторождения юрского нефтегазоносного комплекса подробно описаны в трудах Брехунцова (2005), Скоробогатова, Строганова и др (2003, 2004, 2006).

Залежи углеводородов в юрском подкомплексе открыты на 20 месторождениях, расположенных в северной части Западно-Сибирского бассейна (рис. 1.10). Крупнейшие нефтяные залежи открыты в горизонте Ю₂ Уренгойского месторождения (130,2 млн т нефти геологических запасов). Крупнейшие газоконденсатные залежи открыты в горизонте Ю₃ на двух куполах Бованенковского месторождения (в сумме – 221 млрд м³ газа (Строганов, 2004).

Основные запасы углеводородов приурочены к верхнеюрским продуктивным пластам группы Ю₁, среднеюрским батским продуктивным пластам Ю₂₋₄ малышевской свиты, а также среднеюрским пластам Ю₆₋₇ леонтьевской и вымской свит. Залежи в

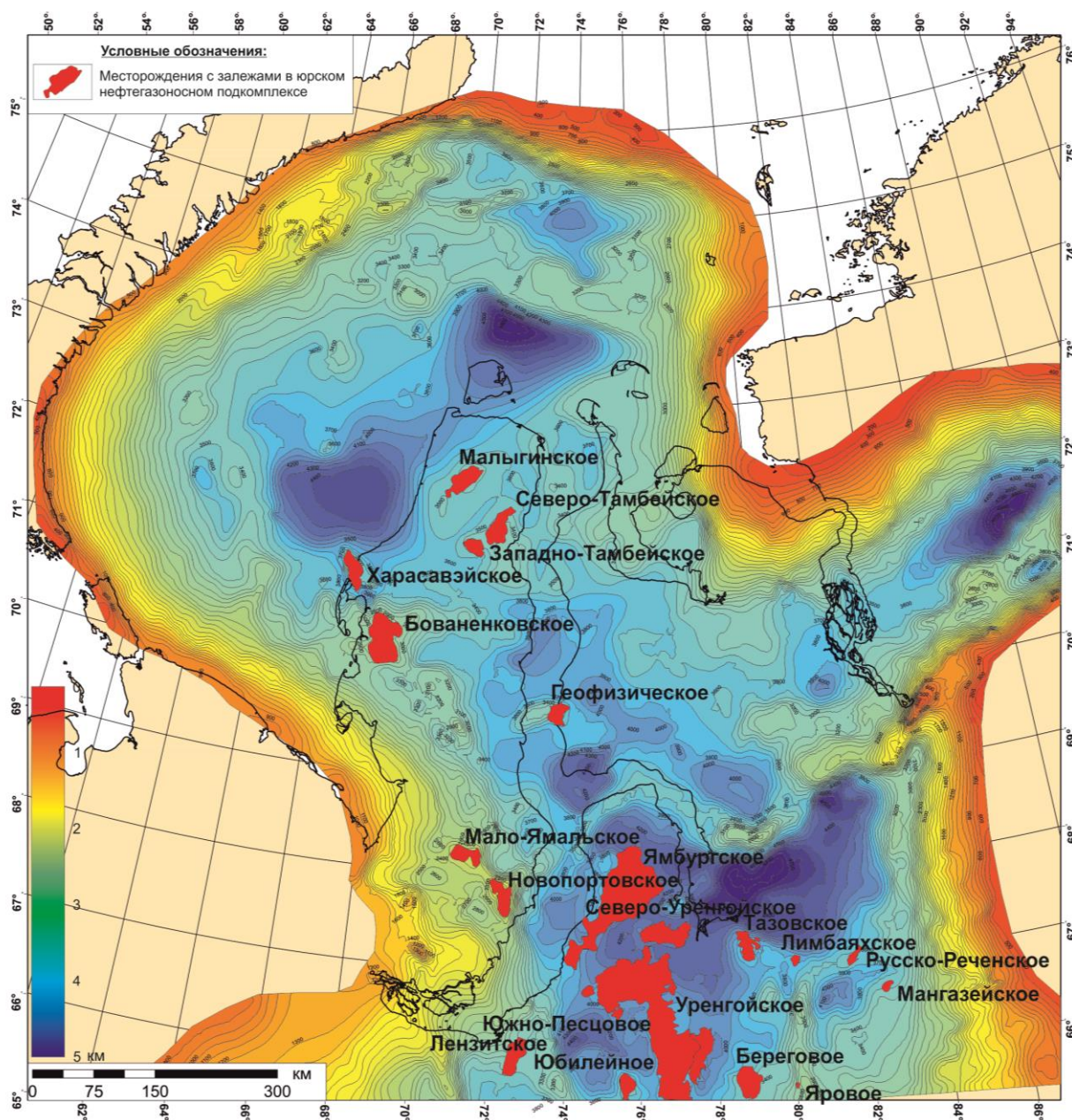


Рис. 1.10. Структурная карта по кровле юрских отложений с залежами в юрском нефтегазоносном подкомплексе

пластах группы Ю₁ открыты на Русско-Реченском (газоконденсатная залежь), Мангазейском (нефтяная залежь), Лимбяхском (нефтяная залежь) и Яровом (нефтяная, газоконденсатная залежи) месторождениях. Эффективные насыщенные мощности составляют 1,2-30,6 м, значения пористости варьируют от 14 до 16%, значения газонасыщенности составляют 65%, газонасыщенности 62-72%. В нефтяных залежах значения проницаемости составляют 13-28 мД на Мангазейском, 18 мД на Лимбяхском и 1-5 мД на Яровом месторождениях. Дебиты газа на Русско-Реченском месторождении составляют 168-739 м³/сут. Дебиты нефти составляют 5,4-14,2 м³/сут на Мангазейском, 6,2-26,2 м³/сут на Лимбяхском и 14,1-64,4 м³/сут на Яровом месторождениях. Нефти

преимущественно малосернистые (0,06%), малосмолистые, малопарафинистые, местами высокопарафинистые (до 16% на Мангазейском месторождении), плотностью 0,78-0,84 г/см³. Свободный газ по составу метановый. Все залежи пластовые, сводовые, иногда литологически экранированные (рис. 1.11-1.13) (Брехунцов, 2005).

Залежи в среднеюрских продуктивных пластах Ю₂₋₄ малышевской свиты являются наиболее изученными среди юрских залежей в северной части Западной Сибири. Они открыты на таких месторождениях, как Тазовское, Новопортовское, Уренгойское, Юбилейное, Бованенковское, Песцовое, Харасавэйское, Малоямальское, Геофизическое, Береговое, Северо-Тамбейское, Лензитское, Малыгинское и Южно-Песцовое. Залежи газоконденсатные (Тазовское, Бованенковское, Песцовое, Малоямальское, Геофизическое, Северо-Тамбейское, Малыгинское, Южно-Песцовое месторождения), нефтегазоконденсатные (Новопортовское, Юбилейное месторождения), нефтяные (Уренгойское, Береговое, Лензитское месторождения) (Брехунцов, 2005).

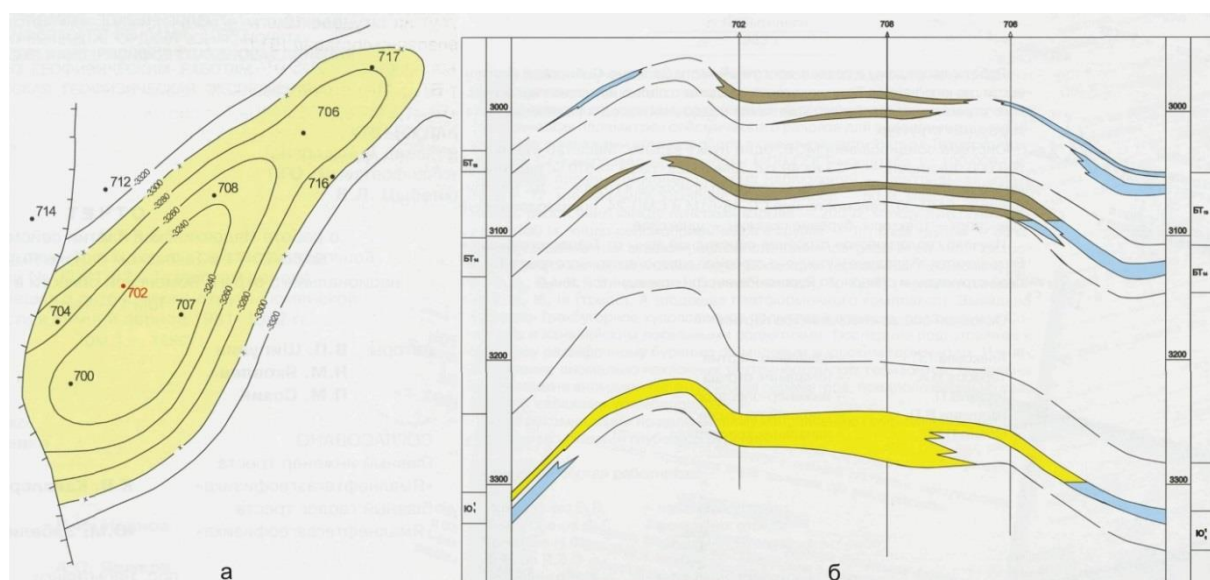


Рис. 1.11. Принципиальное строение продуктивного пласта Ю₁¹ Русскореченского месторождения: а - структурная карта по кровле пласта Ю₁¹, б – геологический разрез. Залежь пластовая, сводовая, литологически экранированная (Брехунцов А.М., 2005)

Значения эффективных газонасыщенных мощностей варьируют от 0,8-3,4 м (Харасавэйское месторождение) до 12,8-31,2 м (Малоямальское месторождение). Значения газонасыщенности составляют 56-70%. Значения пористости составляют 14-18%. Дебиты газа варьируют от 14-164 тыс. м³/сут на Малоямальском месторождении до 544 тыс. м³/сут на Малыгинском месторождении. По результатам анализов свободного газа содержание метана составляет 89-91%, тяжелых углеводородов 7-8%, углекислого

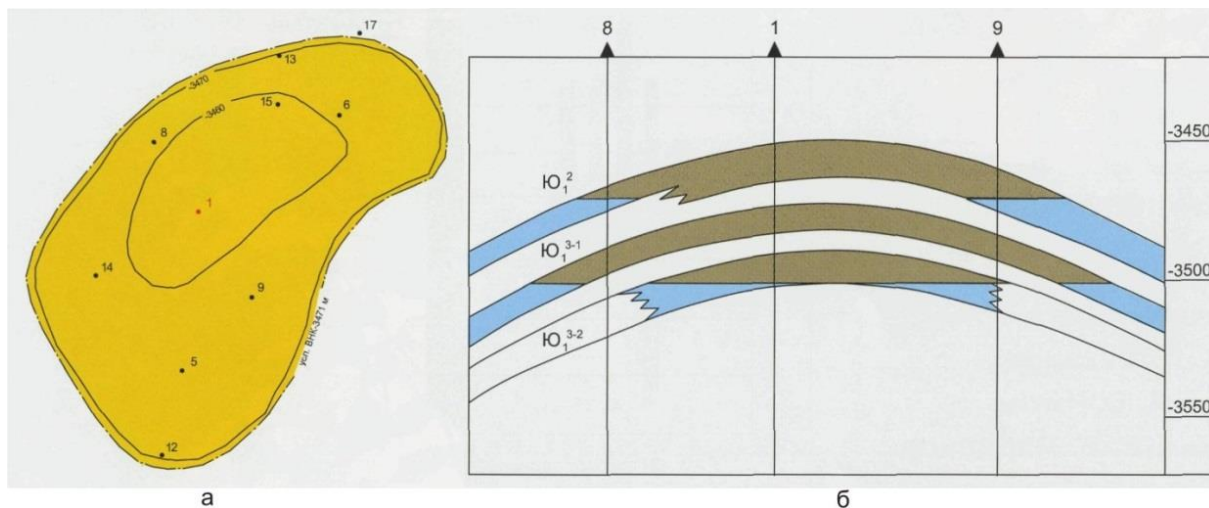


Рис. 1.12. Принципиальное строение продуктивных пластов группы Ю₁ Мангазейского месторождения: а - структурная карта по кровле пласта Ю₁³⁻¹, б – геологический разрез. Залежи пластовые, сводовые (Брехунцов, 2005)

газа местами 2,8% (Харасавэйское месторождение), азота 2,3% (Бованенковское месторождение) (Брехунцов, 2005).

Значения эффективных нефтенасыщенных мощностей составляют 2-33,4 м. Значения нефтенасыщенности варьируют от 53% (Лензитское месторождение) до 72% (Береговое месторождение). Значения пористости составляют 13-15%, проницаемости от 1,9 мД (Юбилейное месторождение) до 24 мД (Новопортовское месторождение). Дебиты нефти изменяются от 0,2-4,8 м³/сут (Лензитское месторождение) до 288 м³/сут

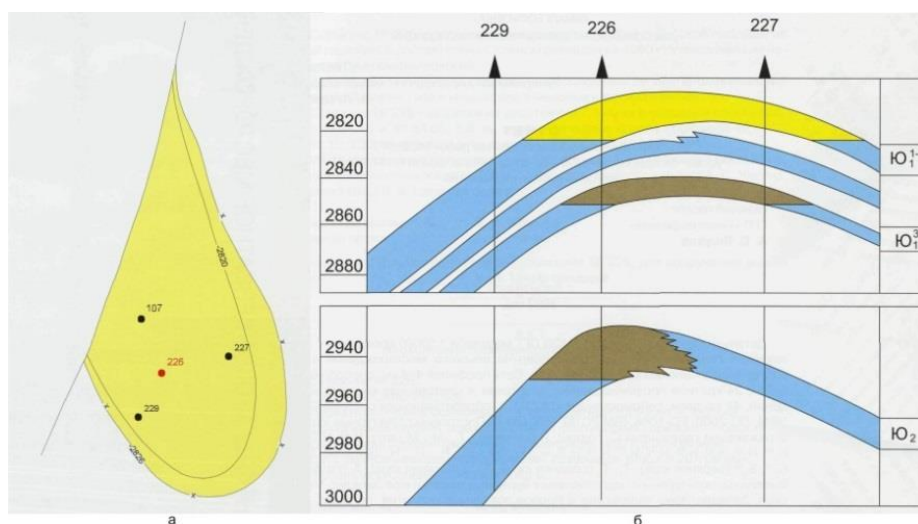
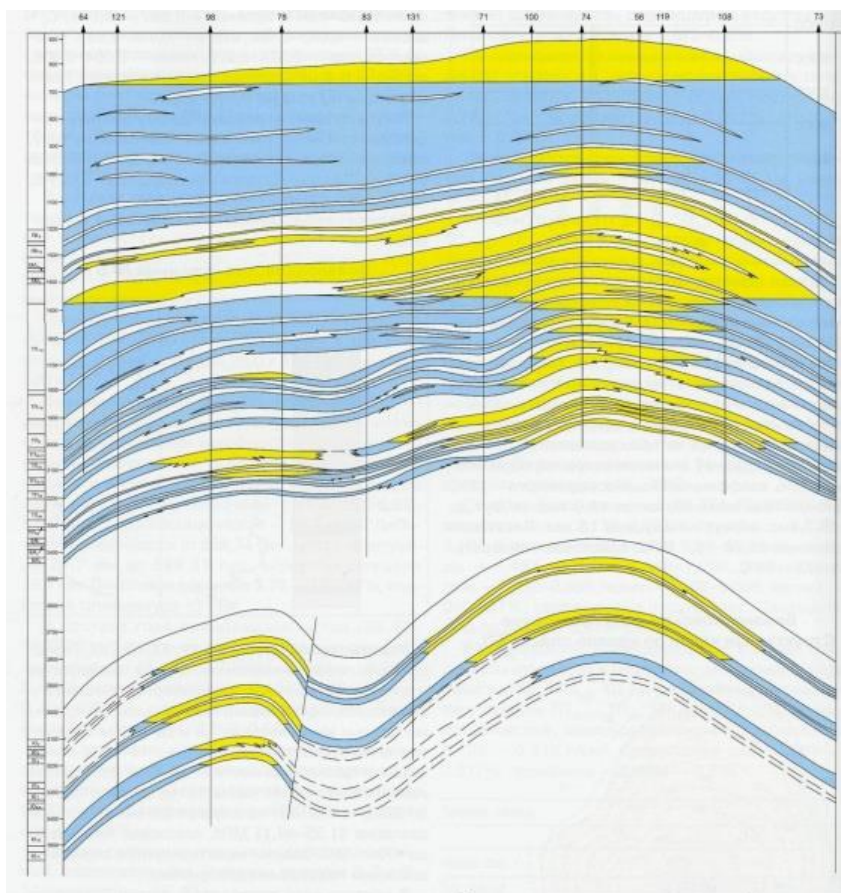


Рис. 1.13. Принципиальное строение продуктивных пластов Ю₁, Ю₂ Ярового месторождения: а - структурная карта по кровле пласта Ю₁¹⁻², б – геологический разрез. Залежи пластовые, сводовые, литологически экранированные (Брехунцов, 2005)

(Новопортовское месторождение). Нефти преимущественно малосернистые (0,06%), малосмолистые, мало-высоко парафинистые (до 21,5 % на Береговом месторождении), плотностью 0,776-0,851 г/см³. Залежи пластовые, сводовые, массивные, тектонически и литологически экранированные (рис. 1.14-1.16) (Брехунцов, 2005).

Газоконденсатные залежи в среднеюрских пластах Ю₆₋₇ открыты на Западно-Тамбейском месторождении. Эффективные газонасыщенные мощности составляют 8-16 м, значения пористости 15%, газонасыщенность 57%. Дебиты газа составляют 44 тыс м³/сут. Свободный газ по составу метановый (84-86%), содержание тяжелых углеводородов составляет 10%, азота до 4,2%. Залежи массивные (Брехунцов, 2005)..



б

Рис. 1.14. Геологический разрез Бованенковского месторождения (Брехунцов А.М., 2005)

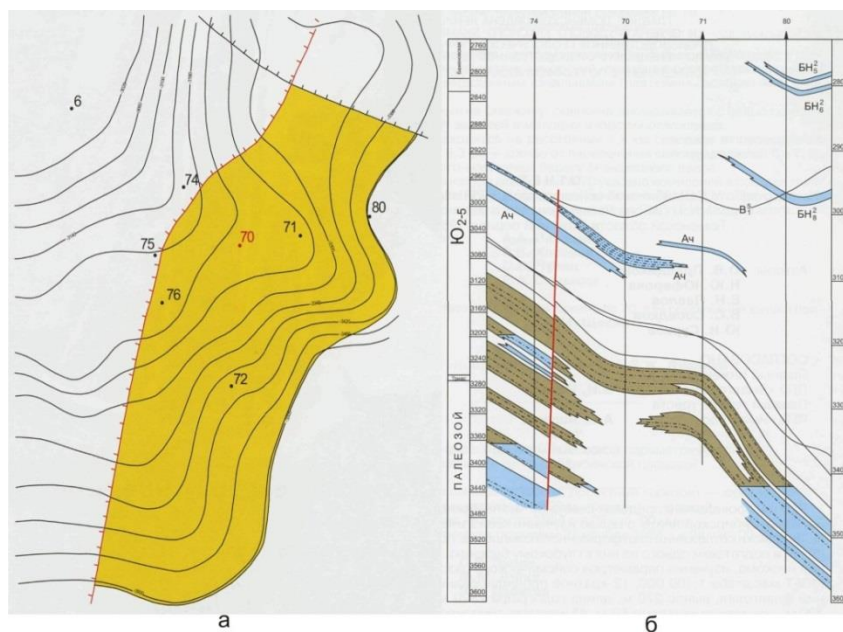


Рис. 1.15. Принципиальное строение продуктивных пластов Ю₂₋₅ Лензитского месторождения: а - структурная карта по кровле пласта Ю₂₋₅, б – геологический разрез. Залежь массивная, тектонически и литологически экранированная (Брехунцов, 2005)

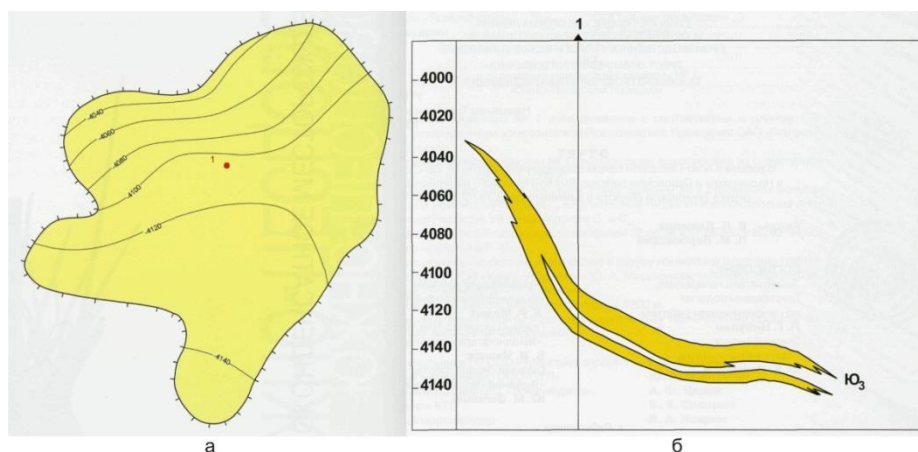


Рис. 1.16. Принципиальное строение продуктивных пласта Ю₃ Южно-Песцового месторождения: а - структурная карта по кровле пласта Ю₃, б – геологический разрез. Залежь структурно-литологическая (Брехунцов, 2005)

Глава 2. Сейсмостратиграфические комплексы

В условиях определенного дефицита геолого-геофизической информации в северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна одним из основных методов, который был использован в работе, является метод сейсмостратиграфии. С его помощью было изучено и уточнено тектоническое строение бассейна, выполнена стратификация разрезов и проанализирован характер распространения осадочных толщ.

В работе были использованы региональные сейсмические профили, полученные в ФГУНПП «Российский Федеральный Геологический Фонд» из отчетов ОАО Севморгео и ОАО «СибНАЦ». Сейсмические работы ОАО «Севморгео» были проведены в акватории Карского моря в 2007-2012 гг., в отчетах ОАО «СибНАЦ» были приведены региональные профили, выполненные в сухопутной части Западно-Сибирского бассейна. Общая длина проинтерпретированных профилей составляет 25 тыс км, длина записи которых варьирует от 5 до 10 с. Автором совместно с коллегами из МГУ им. М.В. Ломоносова была проведена детальная геологическая и сейсмостратиграфическая интерпретация сейсмических разрезов, выполнены структурные построения для основных горизонтов осадочного чехла и фундамента, и, как следствие, уточнен структурный план и история развития региона.

Стратиграфическая привязка основных отражающих горизонтов была проведена с использованием данных скважин, выходов пород на поверхность и сопоставлением основных сейсмостратиграфических комплексов (ССК) с геологической картой и с учетом характерных особенностей волнового поля. Стратификация основных отражающих горизонтов доюрских отложений в северной части Западной Сибири достаточно условна. Доюрские отложения вскрыты небольшим количеством скважин на бортах бассейна (Новопортовское, Бованенковское месторождения) и сверхглубокими скважинами в наиболее погруженной части (Тюменская сверхглубокая скважина СГ-6, Ен-Яхинская сверхглубокая скважина СГ-7).

Привязка сейсмостратиграфических комплексов мезозойских отложений основывается на данных бурения по следующим скважинам: Восточно-Бованенковская 11 (рис. 2.1), Восточно-Харасавэйская 401, Харатская 40, Ленинградская 2, Малыгинская 36,

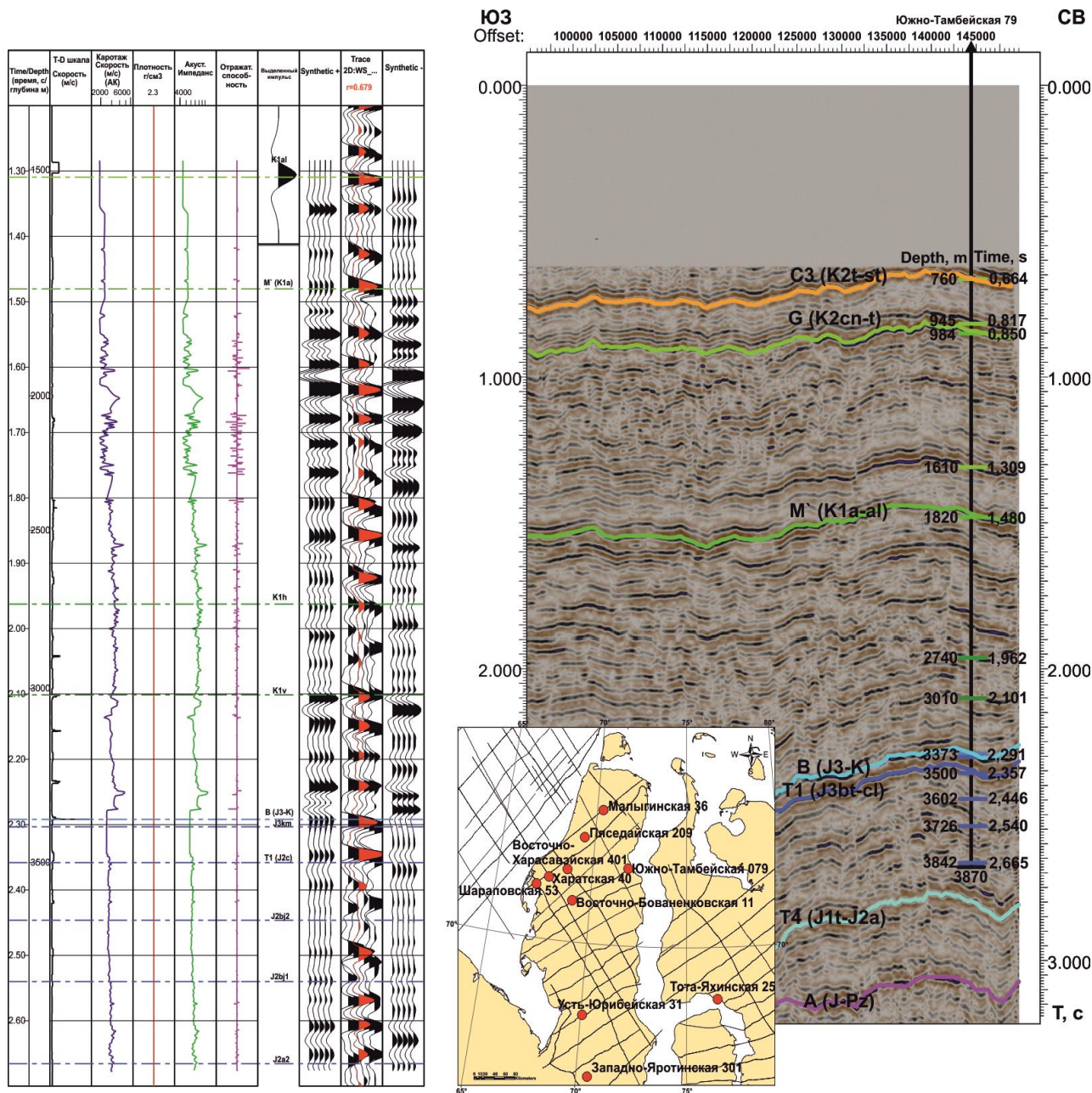


Рис. 2.1. Сейсмостратиграфическая привязка горизонтов по скважине Южно-Тамбейская 79

Пяседайская 209, Русановская 1, Крузенштернская 53, Южно-Тамбейская 79, Тота-Яхинская 25, Усть-Юрибейская 31, Западно-Яротинская 303, Лензитская 77, Полульская 200, Восточно-Салехардская 1, Штормовая 122, Танопчинская 2, Южно-Ямальская 200, Нейтинская 28, Арктическая 11.

Коэффициент корреляции сейсмических и скважинных данных варьируется в пределах 0,357-0,732, среднее значение составляет 0,54. Эти значения связаны с тем, что скважины находятся на значительном расстоянии от ближайшего профиля (от 300 м до 10 км), а также с тем, что ГИС проводились в 60-90-х годах прошлого века, поэтому данные каротажа неполны. Акустический и плотностной каротажи часто отсутствуют или вообще не проводились. В целом, для региональной интерпретации временных сейсмических разрезов (ВСР) коэффициент корреляции 0,54 можно считать удовлетворительным.

В пределах осадочного чехла выделяются сейсмокомплексы (СК). В результате было выделено 11 отражающих горизонтов (ОГ), которые группируются в 8 СК (рис. 2.2). Каждый сейсмокомплекс характеризуется собственным отличным от других рисунком сейсмических отражений, который показывает особенности геологического строения и обстановки осадконакопления.

Среди опорных ОГ можно выделить:

- А (Pz – J (T)) – отражающий горизонт, приуроченный к кровле палеозойского комплекса отложений;
- Ia (T-J) – отражающий горизонт, приуроченный к границе между триасовым и юрским комплексом отложений;
- B (J-K) – отражающий горизонт по кровле верхнеюрской баженовской толщи;
- M[∞] (K1a-al) – отражающий горизонт в кровле аптских отложений;
- Г (K2cn-t) – отражающий горизонт, приуроченный к сеноман-туронскому стратиграфическому несогласию;
- С3 (K2k-sam) – отражающий горизонт вблизи раздела коньякского и кампанского ярусов верхнемелового отдела.

Палеозойский СК (Pz) имеет блоковую структуру. Верхняя его граница (А) четко выделяется по смене хаотичной сейсмической записи на волновую запись, в которой выделяются относительно продолжительные оси синфазности.

Система	Отдел	Ярус	Свита	Литолия	Отражающие горизонты	Сеймо-стратиграфические комплексы	Сеймо-стратиграфические подкомплексы			
			Ямало-Карский регион	Ямало-Карский регион						
Кайнозой										
Меловой	верхний	Коньяк-Кампан	Гавиинская		C₃ (K₂k-cam)	Верхнемеловой-кайнозойский				
			Барресская					турон-коньякский		
		Турон	Кузнецкая		Г (K₂cn-t)					
		Сеноманский	Маррессалинская		M` (K₁a-al)	Нижне-верхнемеловой (альб-сеноманский)				
		Альбский						Баррем-аптский		
	нижний	Танопчинская	Аптский		B₀ (K₁h-br)					
			Барремский							
			Готеривский					Ахская	B (J-K)	Неокомский
			Валонский							
			Верный							
Юрская	Средний	Абалакская	Абалакская		T₁ (J2c)	Юрский	Кепловей-верхнеюрский			
			Мальшевская				Среднеюрский			
			Белос							
			Леонтьевская							
			Вымская							
	нижний	Лайдинская	Лайдинская		T₄ (J2a)					
			Тар							
			Джангодская					Нижнеюрский		
			Левинская							
			Зимар							
Триасовая	Тампайская серия	Пурская	Вилевская		I₀ (T2-3)	Триасовый	Верхнетриасовый			
			Пурская				Среднетриасовый			
			Нуринская							
			Корочневская							
			Палеозой					нижний	Лидовая	Лидовая
Корочневская										

Рис. 2.2. Привязка основных отражающих горизонтов к сводному стратиграфическому разрезу северной части Западной Сибири.

Триасовый СК (Т), ограниченный опорным ОГ А в подошве и ОГ Ia в кровле, условно разделяется на три подкомплекса – нижнетриасовый, среднетриасовый и верхнетриасовый. Для комплекса характерен трансгрессивный тип разреза и режим осадконакопления в условиях компенсированного седиментацией прогибания (комплекс заполнения палеовпадин). Преобладающий тип сейсмофаций – слабоинтенсивные, субпараллельные, иногда холмообразные. В данном комплексе различными авторами прослежены следующие ОГ – Iv (кровля нижнего триаса), Ib (кровля среднего триаса) и Ia (кровля верхнего триаса).

Отложения триасового СК, предположительно терригенного состава в среднем-позднем триасе и терригенно-вулканогенного состава в нижнем триасе, заполняют впадины и локальные депрессии, выклиниваясь на ОГ А по типу подошвенного прилегания.

Юрский СК (J) характеризуется слоистой толщей с яркими протяженными сейсмическими границами. Комплекс распознается по пачке низкочастотных средне- и высокоамплитудных отражений временной мощностью до 1-1,5 с. Нижняя граница представляет собой яркий горизонт, прослеживающийся по всему району исследований, связанный с подошвой юрского комплекса отложений, которые представлены терригенными породами различного возраста в зависимости от приуроченности к определенному типу тектонических элементов.

Нижняя граница юрского СК в зависимости от возраста нижележащих отложений индексируется как ОГ А (юрский комплекс несогласно перекрывает палеозойские отложения), который характерен для бортовых частей бассейна (зоны моноклиналей и ступеней), или ОГ Ia (юрские породы согласно залегают на триасовом комплексе), распространенный в наиболее погруженных областях северной части Западной Сибири (Западно-Сибирская депрессия, Енисей-Хатангский прогиб, Восточно-Приуральская зона прогибов).

Верхняя граница представляет собой яркий горизонт, прослеживающийся по всему району, который связан с кровлей битуминозных глин баженовской свиты (ОГ В). В северной части Западной Сибири юрский СК разделяется на три сеймоподкомплекса, отделенных друг от друга поверхностями, приуроченными к раннеааленскому Т4 (J2a) и предкелловейскому Т1 (J2c) несогласиям (рис.2.3, 2.4).

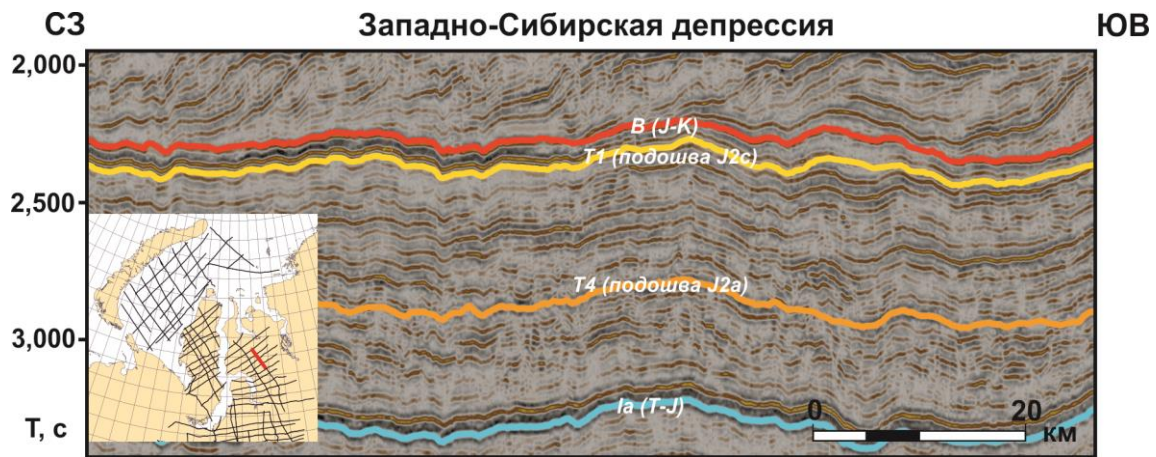


Рис. 2.3. Особенности строения юрского СК на полуострове Гыдан

Нижнеюрский сейсмостратиграфический подкомплекс контролируется в подошве ОГ Ia в центральной части бассейна или ОГ А на его бортах и T4 в кровле и характеризуется параллельно-слоистыми, хаотичными, холмообразными и косослоистыми сейсмофациями. Для них характерна переменная интенсивность отражений, преимущественно слабая. Максимальные мощности данного подкомплекса выделяются в наиболее погруженных частях бассейна – Западно-Сибирской депрессии, Енисей-Хатангском прогибе и Восточно-Приуральской зоне прогибов, доходя до 0,4 с в Южно-Карской впадине и тренде Уренгойской-Адерпаютинский вал. В пределах Ямало-Гыданской седловины мощность несколько уменьшается (в среднем 0,3 с). В бортовых

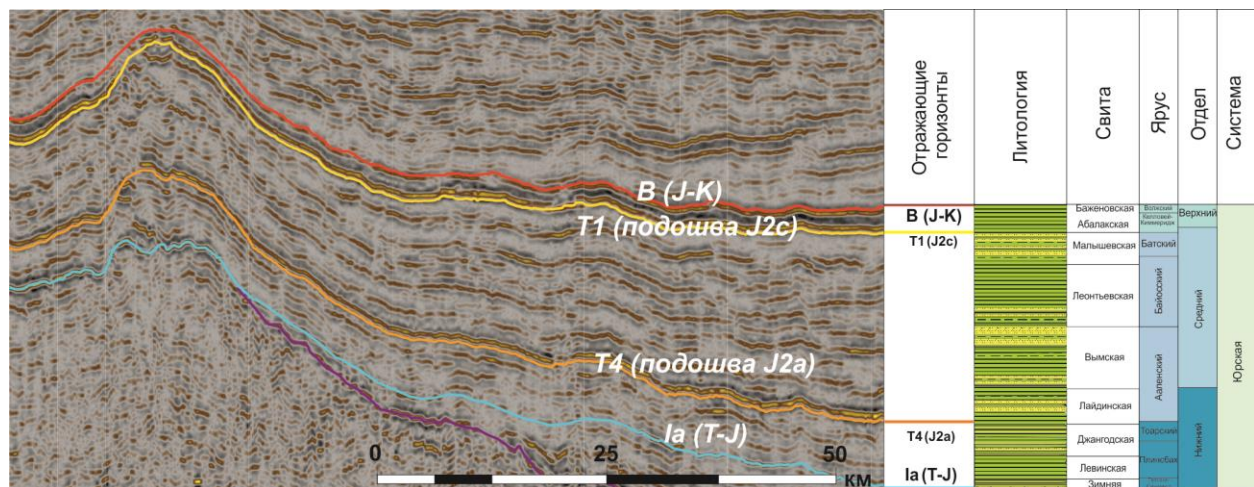


Рис. 2.4. Привязка отражающих горизонтов юрского СК к сводному стратиграфическому разрезу юрской системы северной части Западной Сибири

зонах северной части Западной Сибири нижнеюрский подкомплекс сокращается по мощности до полной потери его прослеживания, выклиниваясь на ОГ А по типу подошвенного прилегания. Эти сейсмические характеристики прослеживаются вблизи архипелага Новая Земля, Пайхоя, Полярного Урала, Таймыра и Северо-Сибирского порога (рис. 2.4-2.6).

Разрез нижнеюрских отложений характеризуется циклическим строением и представляет собой чередование преимущественно песчаных и глинистых толщ, сформировавшихся в различных условиях осадконакопления. Косослоистые и холмообразные сейсмофации распространены в южной части рассматриваемой территории в тренде Харампурский-Адерпаютинский вал и в Южно-Карской впадине и, возможно, сформированы в аллювиально-дельтовых обстановках осадконакопления. Субпараллельные сейсмофации отмечаются в Ямало-Гыданской седловине, части Южно-Карской впадины и Енисей-Хатангском прогибе и сформированы в условиях мелководно-морского шельфа.

В направлении с юго-востока от Уренгойского вала на северо-запад к Адерпаютинскому валу выделяются достаточно выдержанные проградационные клиноформенные тела (рис. 2.7-2.11). Такие же проградационные тела выделяются в Карском море, направленные с северо-запада со стороны Северо-Карского бассейна на юго-восток в Южно-Карскую впадину. На поперечных профилях видны сейсмофации, напоминающие облик русловых врезов и каналов с хорошо выраженной внешней нижней границей и плохо различимой внутренней структурой. Русловые фации характеризуются увеличением мощности в центральной части. Направление проградационных тел свидетельствует о том, что основная масса осадочного материала, слагающего нижнеюрский подкомплекс, поступала из южной части Западно-Сибирской плиты в северном и северо-западном направлениях, а также со стороны Северо-Карской плиты в юго-западном направлении. В обоих случаях источниками сноса могли быть древние палеореки и связанные с ними мощные аллювиально-дельтовые комплексы отложений.

Среднеюрский сейсмостратиграфический подкомплекс (без келловей) согласно перекрывает нижнеюрский в пределах Западно-Сибирской депрессии, Енисей-Хатангского прогиба и Восточно-Приуральской зоны прогибов, а в бортовых зонах несогласно залегает

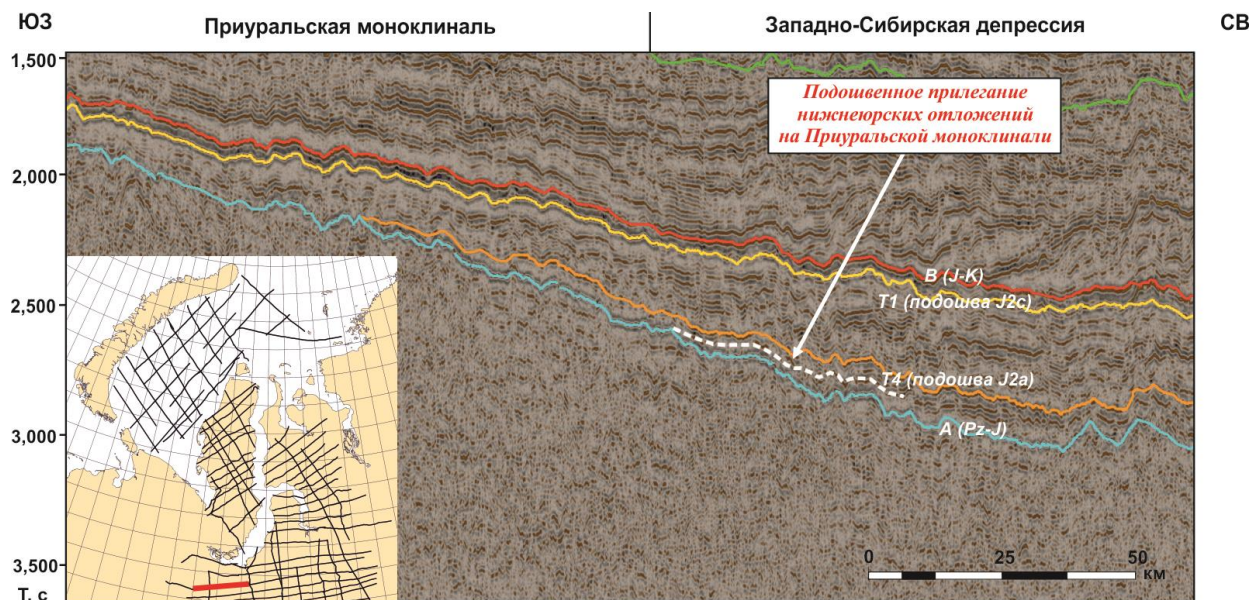


Рис. 2.4. Выклинивание нижнеюрского комплекса на Приуральской моноклинали

на палеозойском СК. Данный подкомплекс характеризуется большей областью распространения, чем нижнеюрский, что может говорить о постепенном расширении юрского моря и вовлечении новых территорий в процессы накопления осадочного материала. В его строении выделяются горизонтально-слоистые, хаотичные, холмообразные и косослоистые сейсмofации. Для них характерна переменная интенсивность отражений, преимущественно слабая. Максимальные мощности

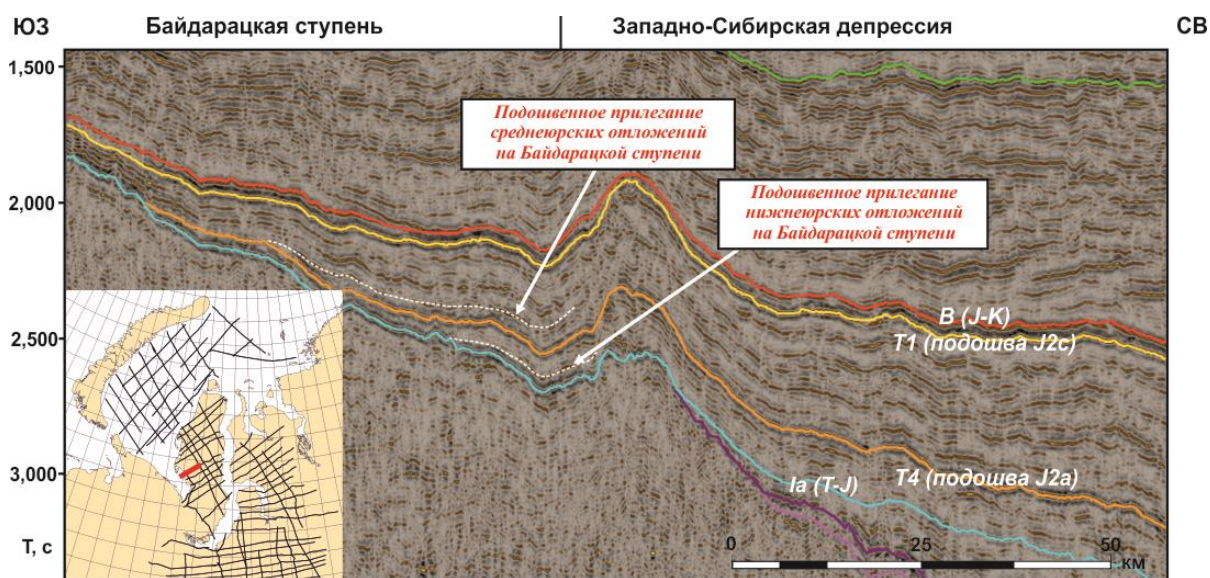


Рис. 2.5. Выклинивание ниже- и среднеюрского комплексов на Байдаратской ступени

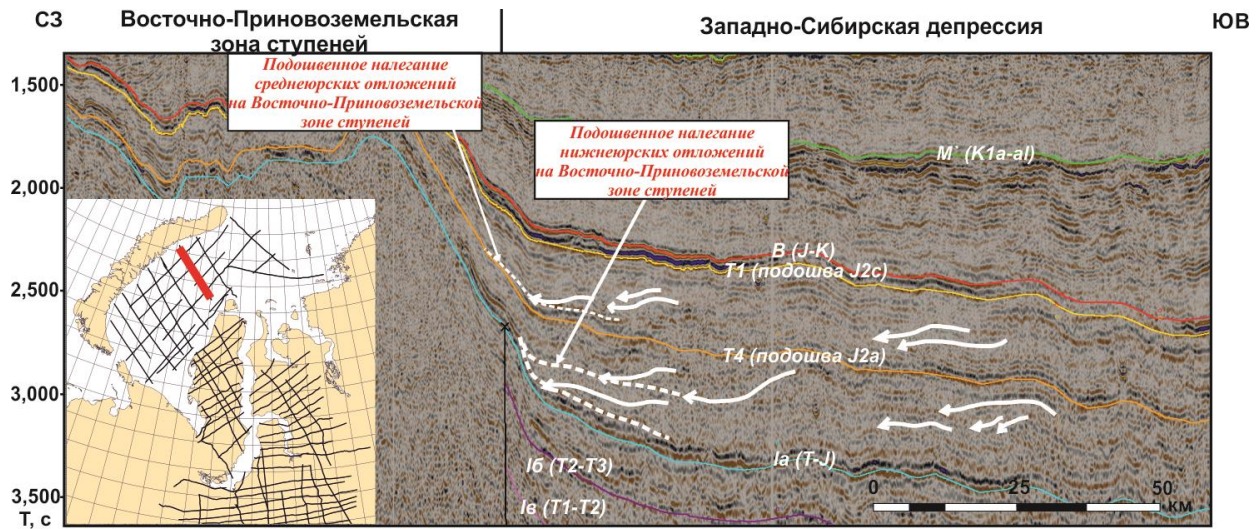


Рис. 2.6. Выклинивание ниже- и среднеюрского комплексов на Восточно-Приновоземельской зоне ступеней

среднеюрского сейсмостратиграфического подкомплекса, так же, как и нижеюрского, выделяются в Западно-Сибирской депрессии в пределах тренда Уренгойский-Адерпаютинский вал и в Южно-Карской впадине, Енисей-Хатангском прогибе и Восточно-Приуральской зоне прогибов и достигают 0,5-0,6 с. В бортовых частях Западно-Сибирского бассейна мощности сокращаются до 0,1-0,2 с на счет выклинивания на ОГ А

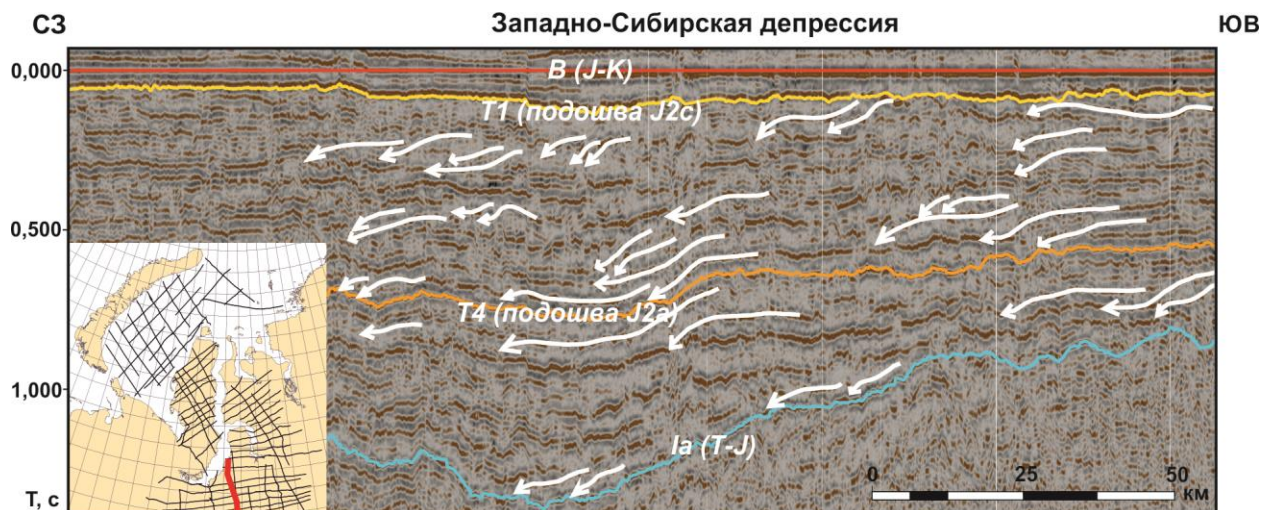


Рис. 2.7. Ниже-среднеюрские проградационные клиноформенные комплексы (палеофиль на начало мелового периода)

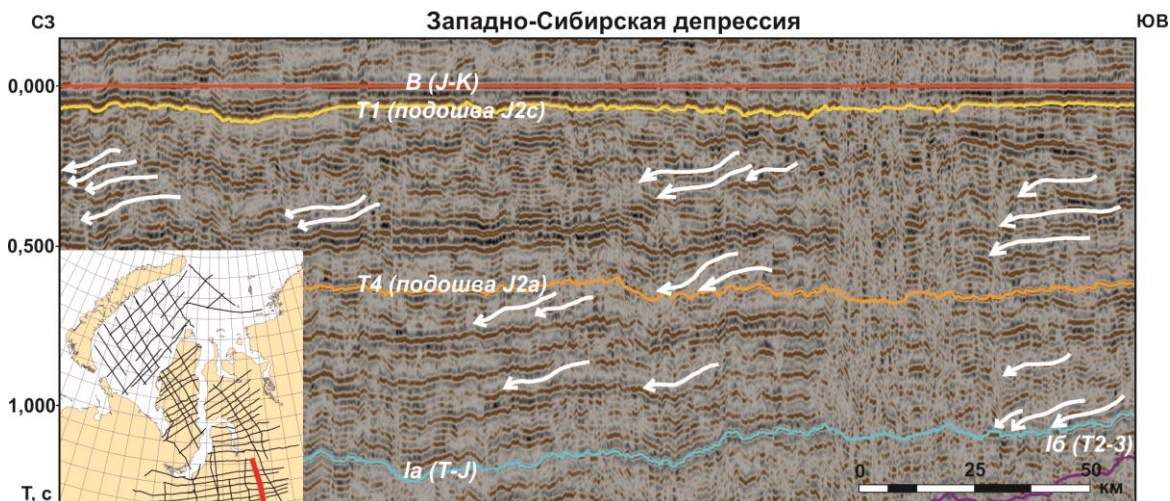


Рис. 2.8. Нижне-среднеюрские проградационные клиноформенные комплексы (палеопрофиль на начало мелового периода)

самых нижних горизонтов по типу подошвенного прилегания (рис. 2.5, 2.6).

Разрез среднеюрского подкомплекса имеет идентичное строение нижнеюрскому и представлен чередованием преимущественно песчаных и глинистых толщ, сформировавшихся в различных обстановках осадконакопления. Хаотичные, холмообразные и косослоистые сейсмofации распространены в южной части рассматриваемого района в тренде Харампурский-Адерпаютинский вал и в Южно-Карской впадине и, возможно, связаны с руслами рек. Субпараллельные сейсмofации выделяются в пределах Ямало-Гыданской седловины и в некоторых частях Южно-

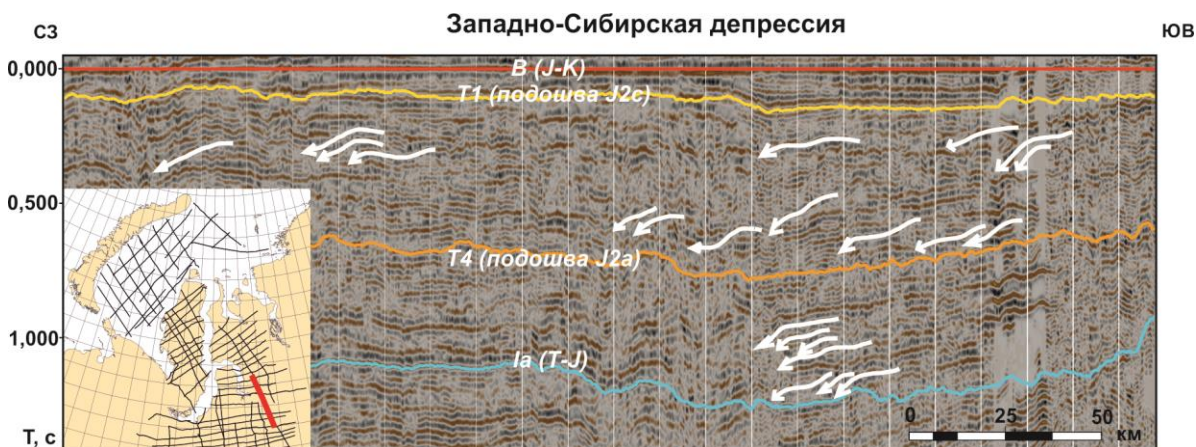


Рис. 2.9. Нижне-среднеюрские проградационные клиноформенные комплексы (палеопрофиль на начало мелового периода)

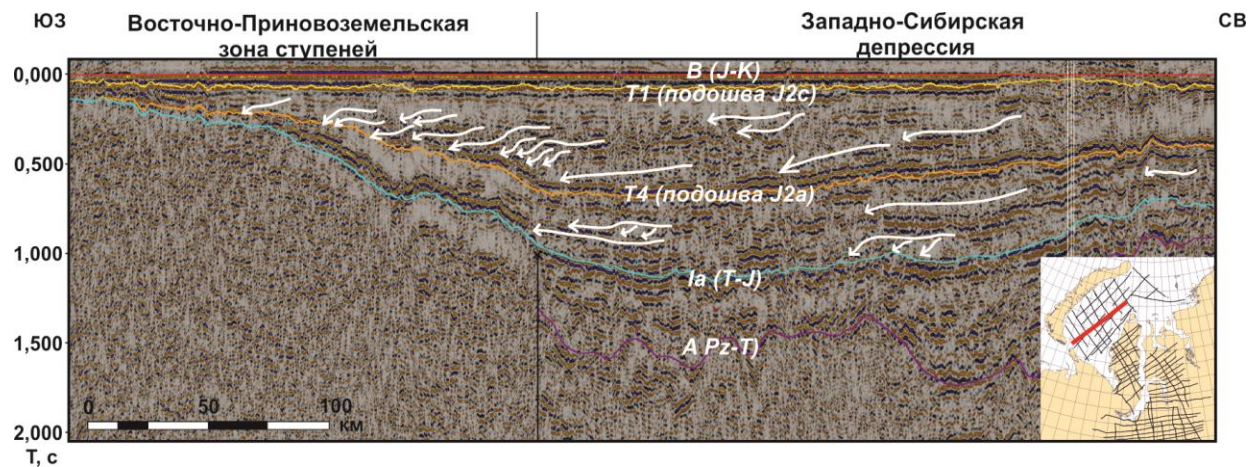


Рис. 2.10. Нижне-среднеюрские клиноформенные проградационные комплексы со стороны Северо-Сибирского порога (палеофиль на начало мелового периода)

Карской впадины и соответствуют отложениям мелководно-морского шельфа.

В северном и северо-западном направлении от Уренгойского до Адерпаютинского валов выделяются достаточно выдержанные проградационные клиноформенные тела (рис. 2.7-2.11). Такие же проградационные тела выделяются в Карском море, направленные с северо-запада со стороны Северо-Карского бассейна на юго-восток в Южно-Карскую впадину. На поперечных профилях видны сейсмofации, напоминающие облик палеорусел с хорошо выраженной внешней нижней границей и плохо различимой внутренней структурой (рис. 2.12-2.13). Русловые фации характеризуются увеличением

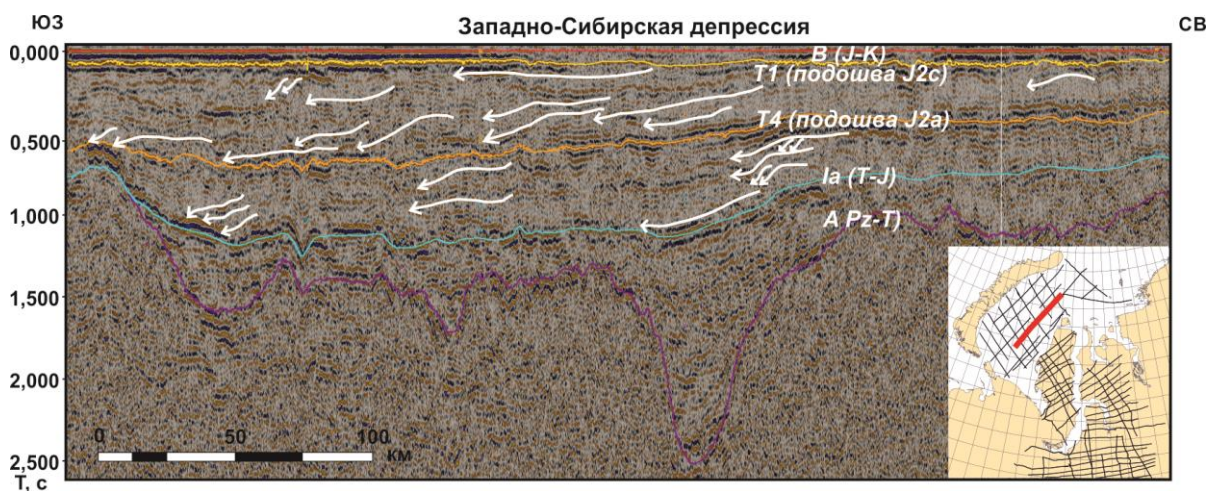


Рис. 2.11. Нижне-среднеюрские клиноформенные проградационные комплексы со стороны Северо-Сибирского порога (палеофиль на начало мелового периода)

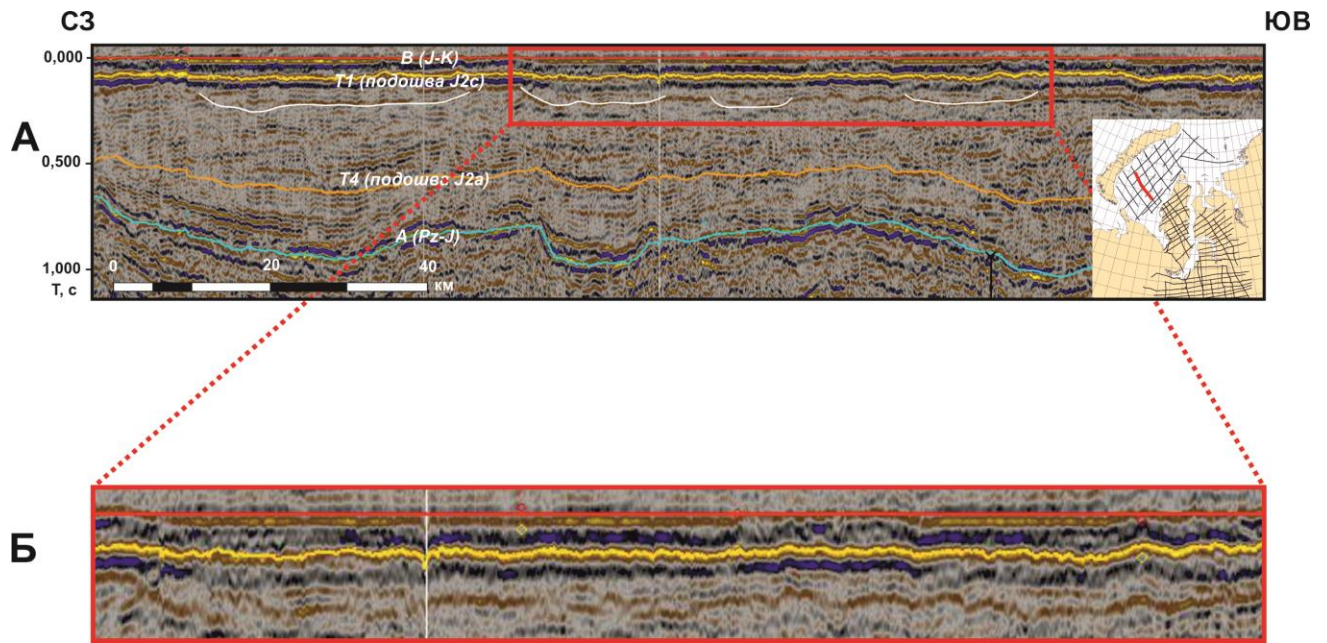


Рис. 2.12. А) Предполагаемые области развития палеорусел в Южно-Карской впадине Б) Выкопировка из профиля (палеопрофиль на конец юрской эпохи)

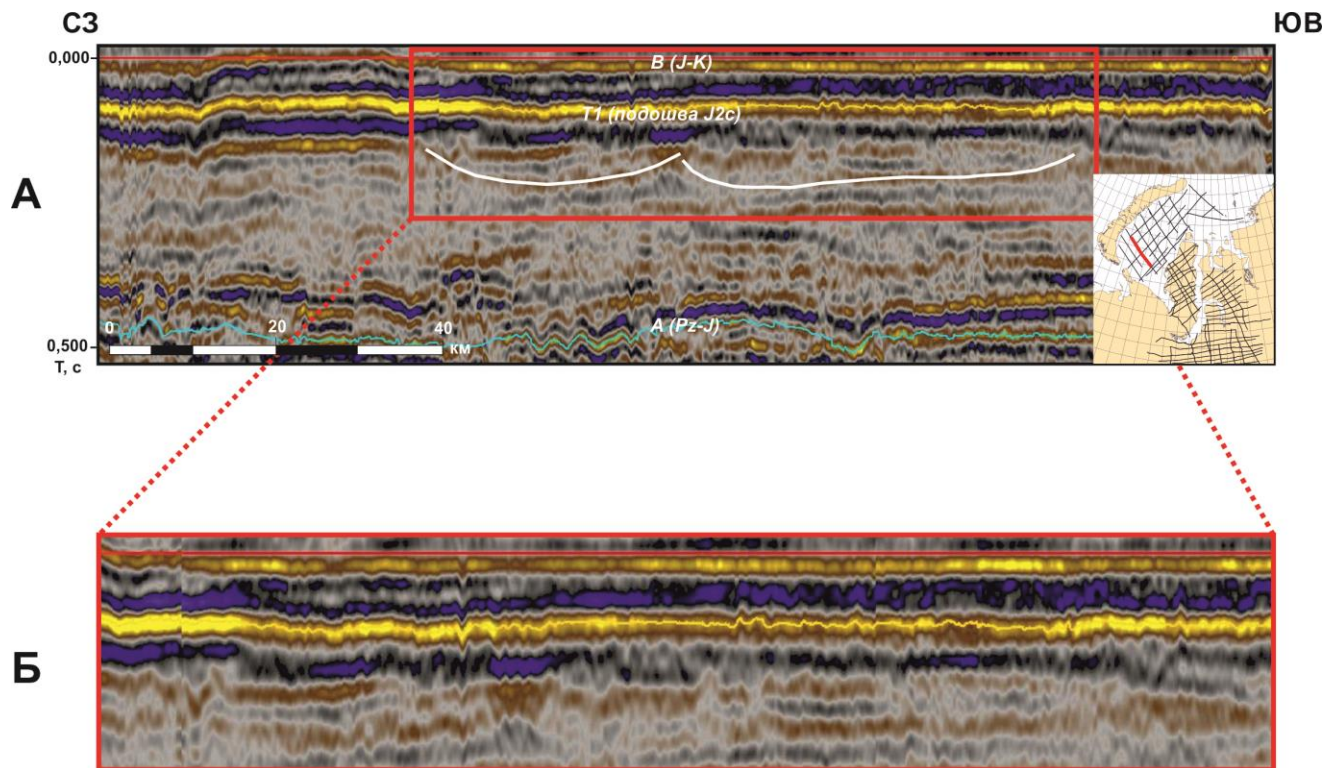


Рис. 2.13. А) Предполагаемые области развития палеорусел а в Южно-Карской впадине Б) Выкопировка из профиля (палеопрофиль на конец юрской эпохи)

мощности в центральной части. Вероятнее всего, основная масса осадочного материала так же, как и в раннеюрское время, поступала из двух областей – Северо-Карской плиты в юго-западном направлении и южной части Западно-Сибирской плиты в северном и северо-западном направлениях.

Келловей-верхнеюрский сейсмостратиграфический подкомплекс ограничен ОГ Т1 в подошве и ОГ В в кровле и представлен преимущественно морскими глинистыми отложениями. В бортовых зонах за счет выклинивания ниже- и среднеюрского подкомплексов отложения келловей-верхнеюрского подкомплекса несогласно залегают на палеозойских. На сейсмических профилях эти отложения соответствуют anomalно ярко выдержанным по площади отражениям. Мощность в среднем составляет 0,1-0,15 с. Для данного подкомплекса характерны параллельно-слоистые сейсмофации. В районе Русско-Часельского вала мощность отложений возрастает до 0,2-0,35 с, горизонтально-слоистые сейсмофации сменяются холмообразными и косослоистыми, что, возможно, говорит о смене обстановок осадконакопления с относительно глубоководно-морских на прибрежно-морские и аллювиально-дельтовые (рис. 2.14). На отдельных профилях наблюдается врезание наиболее ранних нижнемеловых клиноформ в отложения баженовской свиты, что приводит к образованию так называемого «аномального бажена», характеризующегося повышенными мощностями.

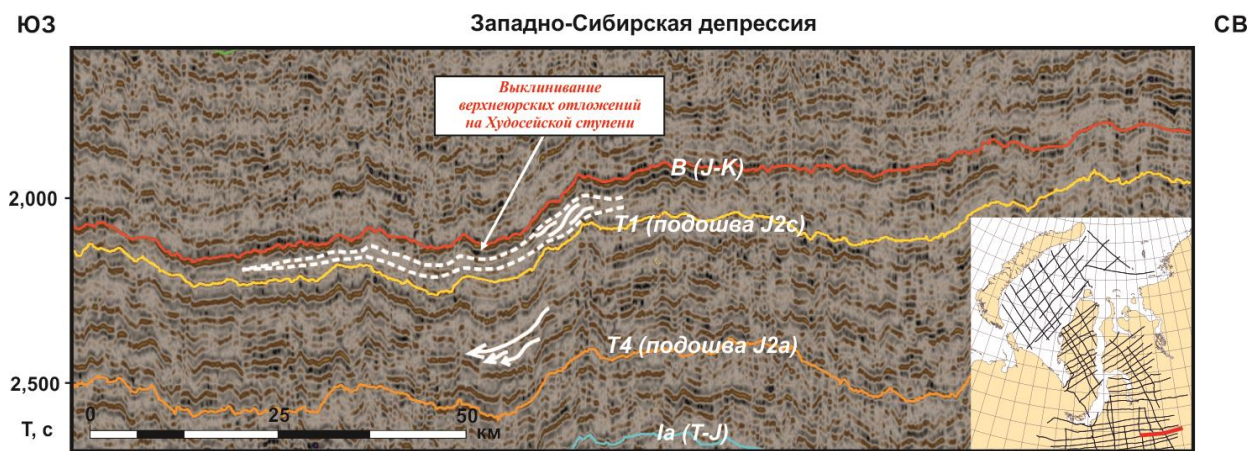


Рис. 2.14. Выклинивание верхнеюрского комплекса на Байдарацкой ступени

Глава 3. Строение юрского комплекса северной части Западной Сибири

На основе проведенного анализа юрского сейсмостратиграфического комплекса и выделенных в нем ниже-, средне- и верхнеюрского подкомплексов была выбрана схема корреляции юрских отложений по скважинным данным. Строение юрского разреза было изучено по материалам бурения скважин в сухопутной части севера Западной Сибири. Корреляция была проведена по скважинам Западно-Новогодняя 210, Западно-Таркосалинская 99, Уренгойская 279, Ен-Яхинская 501, Тота-Яхинская 25, Западно-Тамбейская 40 и Малыгинская 36. В основу корреляции было положено выделение основных маркирующих горизонтов, соответствующих регионально выдержанным пластам аргиллитов. В качестве выровненных горизонтов были приняты подошвы таких пластов аргиллитов, как региональных маркеров поверхностей максимального затопления. Эти горизонты выдержаны по площади на всей территории Западно-Сибирского бассейна и в других арктических бассейнах (Баренцевоморский шельф).

Корреляция предполагала анализ форм кривых каротажных диаграмм по интервалам в несколько метров и десятков метров, выявление и сопоставление характерных форм кривых. За основу были взяты данные гамма-каротажа, нейтронного каротажа, потенциала собственной поляризации и сопротивления. Корреляция проводилась на основе работ В.С. Муромцева, Е.Ю. Барабошкина а также ряда зарубежных авторов. Пласты коллекторы были охарактеризованы по керну, были проведены макро- и микроописания, что учитывалось при построении геологической модели.

Расчленение керна производилось на основе работ А.А. Чистякова, который занимался изучением современных отложений, в том числе аллювиально-озерных, дельтовых и мелководно-морских и характерных для них свойств, таких как цвет, текстура, минеральные и органические включения. Эти данные можно экстраполировать и на более древние осадки, накапливавшиеся в аналогичных условиях в юрское время. Также при расчленении кернового материала использовались работы, М.К. Иванова, Ю.К. Бурлина, Г.А. Калмыкова, Е.Е. Карнюшиной, Н.И. Коробовой Е.Ю. Барабошкина.

Юрский разрез представлен терригенной толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Разделение разреза на стратиграфические подразделения основывается, главным образом, на данных биостратиграфии. Однако, палеонтологические данные часто представлены достаточно бедно и в плохой степени сохранности, поэтому для стратификации

важно учитывать изменение вещественного состава, а также этапность формирования юрской толщи.

В переслаивании различного по зернистости материала прослеживается цикличность, которая позволяет выделить в юрском разрезе несколько циклитов, каждый из которых начинается с регионально выдержанной глинистой пачки, отвечающей поверхности максимального затопления, а заканчивается регрессивной пачкой алевролитопесчаного состава, часто с резкой границей между кровлей песчаников и налегающей глинистой толщей следующего цикла. Такие границы в работе именуется внутриформационными перерывами. Они часто фиксируются по каротажным кривым, а наиболее крупные из них выделяются на региональных сейсмических профилях в виде ярких протяженных отражающих горизонтов. Весь юрский комплекс отложений можно рассматривать как единый седиментационный мегацикл трансгрессивного характера, в основании которого преобладают песчаники и алевролиты аллювиально-дельтового генезиса. Вверх по разрезу увеличивается содержание алевролитов и аргиллитов и мористость отложений, а заканчивается мегацикл относительно глубоководными алевролитами и черными сапропелевыми аргиллитами.

Цикличное строение чехла осадочных бассейнов – одна из его основных особенностей, связанная с тектоническими движениями, развитием рельефа и периодичностью эвстатических колебаний уровня моря (трансгрессий и регрессий). Цикличность строения осадочных толщ выражена направленными изменениями повторяемости слоев различного состава и текстурно-структурных признаков, связанными с циклами седиментации. **Седиментационный цикл** – это процесс смены обстановок седиментации в геологическом времени. Вещественный результат циклического процесса – ассоциация породных слоев, именуется циклитом. **Циклит** – это геологическое тело, являющееся вещественным результатом процессов, происходивших в течение седиментационного цикла. Основой анализа циклитов служит сравнительная литологическая характеристика отложений, образующих последовательный ряд. Как минимум в циклите должно быть два слоя, которые называют элементами циклита. Один из элементов циклита может быть редуцирован (Иванов и др., 2008).

Масштаб выделения циклитов зависит от конкретных геологических задач. Анализируются циклиты разного ранга, в том числе и элементарные, т.е. наименьшие по мощности (от нескольких сантиметров) закономерные сочетания слоев, которые можно было выделить визуально. Схожие по строению элементарные циклиты, имеющие определенное

изменение облика, объединяются в циклопачки, которые по существу являются циклитами более высокого ранга (Иванов и др., 2008).

Н.В. Вассоевич (1974) ранжировал циклы и циклиты по длительности времени их формирования. Ранг циклита в понимании Ю.Н. Карагодина (1972) отражает уровень степени сложности геологического тела и процесса его формирования в иерархической последовательности. Масштаб циклитов оценивается по их относительной мощности в разрезе изучаемых отложений. Иногда мощность крупного элементарного циклита может превосходить толщину циклопачки (Иванов и др., 2008).

Основа методики выделения циклитов связана с представлениями о стадиях регрессивного, стабильного и трансгрессивного развития полного цикла осадконакопления. В самом общем виде это выражено сменой континентальных отложений переходными и, затем, морскими. Большинство исследователей континентальных и прибрежных морских отложений предлагают считать началом цикла и соответственно помещать в основание циклита регрессивную часть циклита. В публикациях В.П. Алексеева, Л.Н. Ботвинкиной, Н.В. Логвиненко в пользу такого подхода при изучении угленосных толщ приведены аргументы, среди которых указано, что отложения регрессивной стадии нередко фиксируются погребением осадочного материала и наличием перерывов в седиментации, прослеживаемых на значительной по площади территории. Это обстоятельство облегчает корреляцию циклитов и выявление места полезного ископаемого в их составе. При изучении морских отложений нередко придерживаются другого порядка выделения начала циклита (Иванов и др., 2008). Из-за преобладания в разрезе юрских отложения севера Западной Сибири прибрежно-и мелководно-морских отложений за начало циклита принята его трансгрессивная часть.

Классификационные признаки циклитов разработаны Ю.Н. Карагодиным на примере отложений терригенного состава. В качестве основания классификации элементарных седиментационных циклитов и их элементов (слоев) используется изменение гранулометрического состава. Его укрупнение соотносится с прогрессивной направленностью изменений, уменьшение размера зерен рассматривается как признак регрессивной направленности.

Элементарные циклиты разделены на две группы: А – с однонаправленным и Б – с разнонаправленным изменением гранулометрического состава от слоя к слою. В группе А выделены прогрессивные циклиты (проциклиты) и регрессивные циклиты (рециклиты). Строение проциклитов проиллюстрировано многочисленными примерами, и автор считает,

что этот тип в целом доминирует среди элементарных циклитов. В группе Б выделены прогрессивно-регрессивные циклиты (про-рециклиты) с постепенными границами между элементарными циклами и регрессивно-прогрессивные циклиты (ре-проциклиты). В последних из них нижний тонкозернистый элемент циклита отделен от верхних элементов границей размыва (Иванов и др., 2008).

В качестве **мезоциклита** Ю.Н. Карагодин рассматривает комплекс элементарных циклитов, закономерно связанных между собой в пространстве и времени. Наблюдаемые мощности мезоциклитов изменяются от нескольких десятков до нескольких сот метров в зависимости от режима осадконакопления и положения разреза в том или ином бассейне. По данным этого автора среди мезоциклитов преобладают про-рециклиты (Иванов и др., 2008).

Макроциклит – это комплекс мезоциклитов, закономерно связанных между собой в пространстве и времени. Дальнейшее ранжирование циклитов выдерживается по этому же принципу.

Петрографический состав и строение циклитов контролируется переносом вещества и его накоплением в различных обстановках осадконакопления. Циклиты, отражающие ту или иную полную завершённую фазу осадконакопления, далеко не всегда присутствуют в разрезах. Масштаб размывов, переотложение осадков и как следствие редуцирование циклитов, их седиментационные нарушения могут быть оценены путем сравнения с моделями (Иванов и др., 2008).

В силу ограниченности керна, расчленение разреза по гранулометрическому составу, выделение циклитов и литофаций производилось на основе каротажных диаграмм (гамма каротаж и каротаж потенциала собственной поляризации).

Гамма каротаж (ГК) показывает естественную радиоактивность (или гамма-активность) пород в скважине, образующуюся за счет радиоактивных изотопов глинистых минералов (калий, торий, уран), которые главным образом сконцентрированы в глинах. Исключением являются полимиктовые песчаники, которые даже при малой глинистости обладают значительной радиоактивностью за счет калийсодержащих минералов: полевого шпата, глауконита, микроклина). Диаграмма ГК позволяет оценивать литологию. Показания в глинах отклоняются вправо, в песчаниках – влево. Чем выше глиносодержание пород, тем более сильное отклонение вправо. Крайнее правое положение кривой ГК является линией глин, крайнее левое – линией песчаников. Основное назначение метода – выделение глинистых отложений по их высокой радиоактивности.

Картаж потенциала собственной поляризации (ПС) показывает наличие естественных электрических полей, возникающих благодаря протеканию на границах между породой и глинистым раствором электрохимических процессов. Минимальные значения кривой ПС соответствуют песчаникам, максимальные – глинам, средние – алевролитам и глинистым песчаникам. Так же, как и для кривой ГК, крайнее правое положение кривой ПС является линией глин, крайнее левое – линией песчаников.

Под **фацией** понимается физико-географические условия определенного времени, отличные от условий того же времени в соседних смежных районах, которые (условия) находят свое выражение в характере осадков и пород или первичном отсутствии отложений (Прошляков, Кузнецов, 1991). При выделении и характеристике фаций (фациальном анализе) стоит задача восстановления физико-географических особенностей среды района в течение определенного времени и установления их отличий от условий, существовавших в то же время на соседних участках. Поскольку фации представляют собой сути явления и форм его проявления, то изучение последних, т.е. характера отложений, позволяет восстанавливать и суть – условия и обстановки осадконакопления. Для фациального анализа необходимо комплексное использование материалов исследования, которое включает:

- 1) Литологическое и геохимическое изучение осадочных пород – их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, прежде всего тех, которые имеют генетическое значение (литофациальный анализ);
- 2) Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности с целью восстановления условий обитания и захоронения;
- 3) Установление и интерпретация изменчивости одновозрастных отложений – смены в пространстве их состава, структуры, текстуры, остатков фауны и флоры, следов жизнедеятельности и т.д.;
- 4) Изучение формы осадочных тел, их строения и взаимоотношения с одновозрастными геологическими телами, а также подстилающими и перекрывающими отложениями.

Литофациальный проводился на основе работ В.С. Муромцева, Б.К. Прошлякова, В.Г. Кузнецова, и других авторов. Также учитывались многочисленные литературные данные, посвященные многолетним исследованиям юрских отложений Западной Сибири.

Юрский разрез северной части Западной Сибири сформировался в условиях общей трансгрессии морского бассейна. Об этом свидетельствует значительное увеличение глинистых пачек вверх по разрезу. В юрском комплексе было выделено восемь циклитов, которые группируются в нижне-, средне и келловей-верхнеюрские и соответствуют нижне-, средне- и верхнеюрскому сейсмостратиграфическим подкомплексам. Эти циклы соответствуют трансгрессивно-регрессивным этапам развития северной части Западной Сибири (рис. 3.1).

Нижнеюрские циклиты из-за преобладания в их разрезах песчаных пачек коррелируются весьма плохо. Средне- и верхнеюрские циклиты, напротив, коррелируются по площади проще, так как перекрывающие их глинистые слои выдержаны по площади, для которых наиболее эффективно использование данных биостратиграфии.

Для подтверждения схемы корреляции, условий осадконакопления и литологической характеристики был проанализирован керн юрских отложений по скважинам Арктического, Песцового, Тазовского и Заполярного месторождений (рис. 3.2).

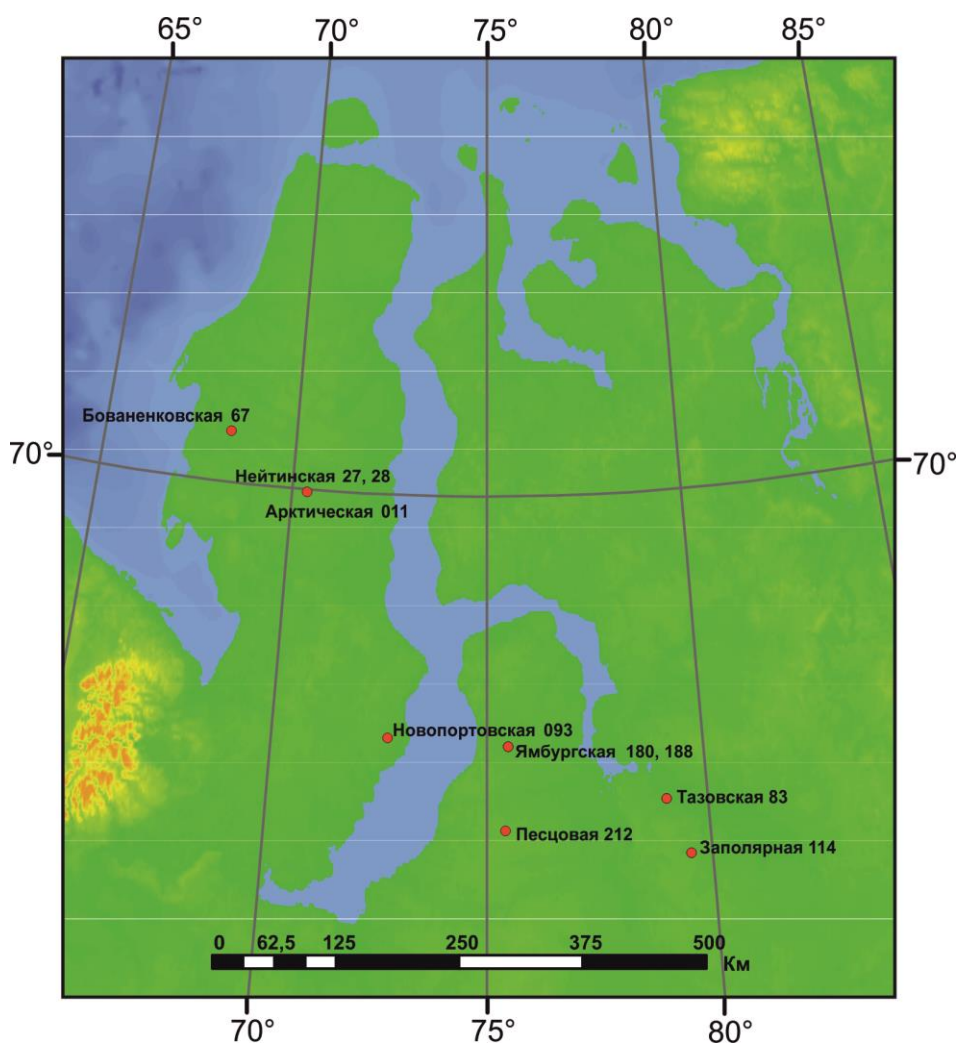


Рис. 3.2. Расположение скважин с отобраным керном юрских отложений

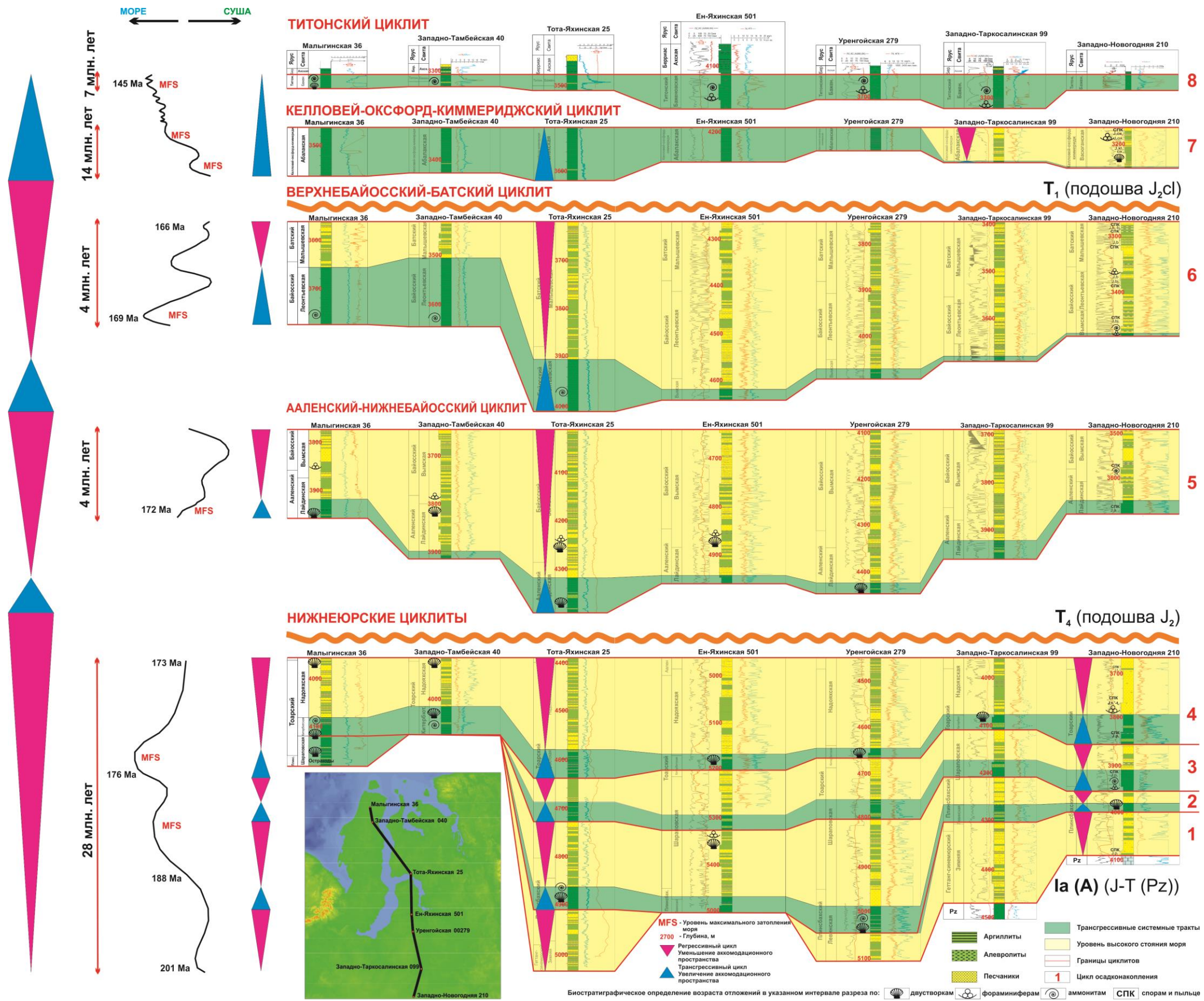


Рис 3.1. Схема корреляции юрских отложений северной части Западной Сибири

3.1. Нижнеюрские циклиты

Нижнеюрские отложения представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин геттанг-тоарского ярусов. По характеру переслаивания в разрезе можно выделить четыре трансгрессивно-регрессивных циклита (проциклита), каждый из которых начинается с глинистой пачки, которая соответствует поверхности максимального затопления в соответствующий период времени (нижний элемент циклита) и заканчивается регрессивной преимущественно песчаной пачкой (верхний элемент циклита) (рис. 3.3).

Раннеюрские седиментационные циклы предполагаются, как преимущественно аллювиально-дельтовые и чаще всего связаны с континентальными и озерными фациями (Гурари, 2005). Они развиты практически повсеместно на изучаемой территории. Исключение составляет лишь первый нижний циклит, который соответствует геттанг-синемюрскому векам нижнего отдела юрской системы, а также нижней части плинсбахского яруса. Отложения этого циклита развиты только в глубоких депрессиях и на склонах бортовых зон северной части Западной Сибири. В это время морской бассейн имел крайне ограниченное распространение. Низкий уровень моря и высокий рельеф обрамления препятствовали широкому развитию приморских обстановок (Гурари, 2005).

Нижнеюрские геттанг-синемюр-нижнеплинсбахские отложения были изучены в скважинах Западно-Новогодняя 210, Западно-Таркосалинская 99, Уренгойская 279 и Тота-Яхинская 25, причем отложения геттанг-синемюрского ярусов присутствуют только в Западно-Таркосалинской и Тота-Яхинской скважинах, в Западно-Новогодней скважине разрез юрской системы начинается с плинсбахского яруса, остальные скважины были пробурены только до верхней части плинсбаха.

Геттанг-синемюр-плинсбахский циклит. По характеру каротажных кривых отложения первого нижнеюрского циклита представлены чередованием песчаников, алевролитов и глин и имеют типичный аллювиально-дельтовый генезис. В них выделяются алевролито-песчаные фации речных русел, береговых валов, песков разливов, а также преимущественно глинистые фации временно заливаемых участков пойм, пойменных озер и болот (рис. 3.4, 3.5).

Для группы фаций *речных русел* наиболее типичной электрометрической моделью, выраженной в формализованном виде, является четырехугольник (квадрат), иногда осложненный сверху прямоугольным треугольником. Эта группа объединяет

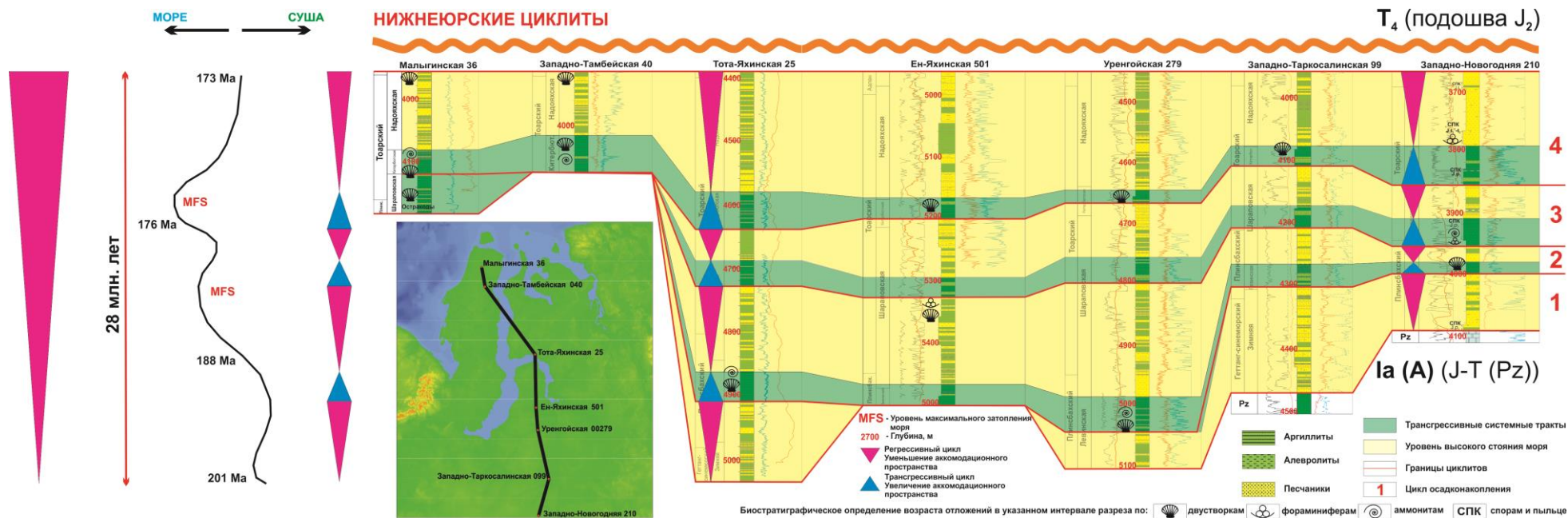


Рис. 3.3. Строение раннеюрских седиментационных циклов северной части Западной Сибири

электрометрические модели русловых отмелей спрямленных и равнинных меандрирующих рек. К этой группе отнесены дельтовые каналы и протоки, имеющие электрометрическую модель, близкую к модели русловых отмелей меандрирующих рек.

Большое значение при установлении генезиса осадка имеет выявление парагенетических связей рассматриваемой фации с перекрывающими отложениями. Так, при трансгрессивном характере залегания русловые фации рек перекрываются пойменными отложениями, которые вместе образуют стадии, ритмы, пачки ритмов. Также данные фации могут сменяться отложениями дельт или прибрежно-морскими фациями. В случае регрессивного залегания образуются полиритмические песчаные толщи, сложенные преимущественно русловыми фациями (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель прируслового вала представляет собой вытянутый прямоугольный треугольник, образованный наклонной кровельной, зубчатой, или рассеченной, и прямой горизонтальной подошвенной линией. С уменьшением динамической активной водной среды количество глинистого материала вверх по разрезу увеличивается. Ширина отдельных аномалий невелика (5-8 м), но для сложно построенных песчаных тел она может увеличиваться до 10-30 м и более. Прирусловые валы при трансгрессии перекрываются отложениями фации песков разливов или глинистыми осадками поймы. При регрессии они залегают на песках русловой отмели и настолько тесно с ними связаны, что различить их можно с большим трудом (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель фации песков разливов представляет собой группу аномалий, каждая из которых обладает небольшой шириной и имеет вид треугольника. Кровельная линия наклонная, подошвенная горизонтальная, прямая, наибольшие отрицательные отклонения кривой ПС отмечаются в нижней части аномалии. При трансгрессивном залегании отложения этой фации перекрываются осадками внутренней части поймы, в случае регрессивного залегания – фациями береговых валов и русловыми отложениями меандрирующих рек, либо вообще уничтожаются (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель фации временно заливаемых участков поймы представляет собой треугольник, расположенный в зоне положительных отклонений кривой ПС. Он образован горизонтальной кровельной линией и наклонной интенсивно расчлененной подошвенной. Наибольшее значение $a_{ПС}$ отмечается в подошве аномалий, что свидетельствует о низкой гидродинамической активности среды седиментации. Ширина

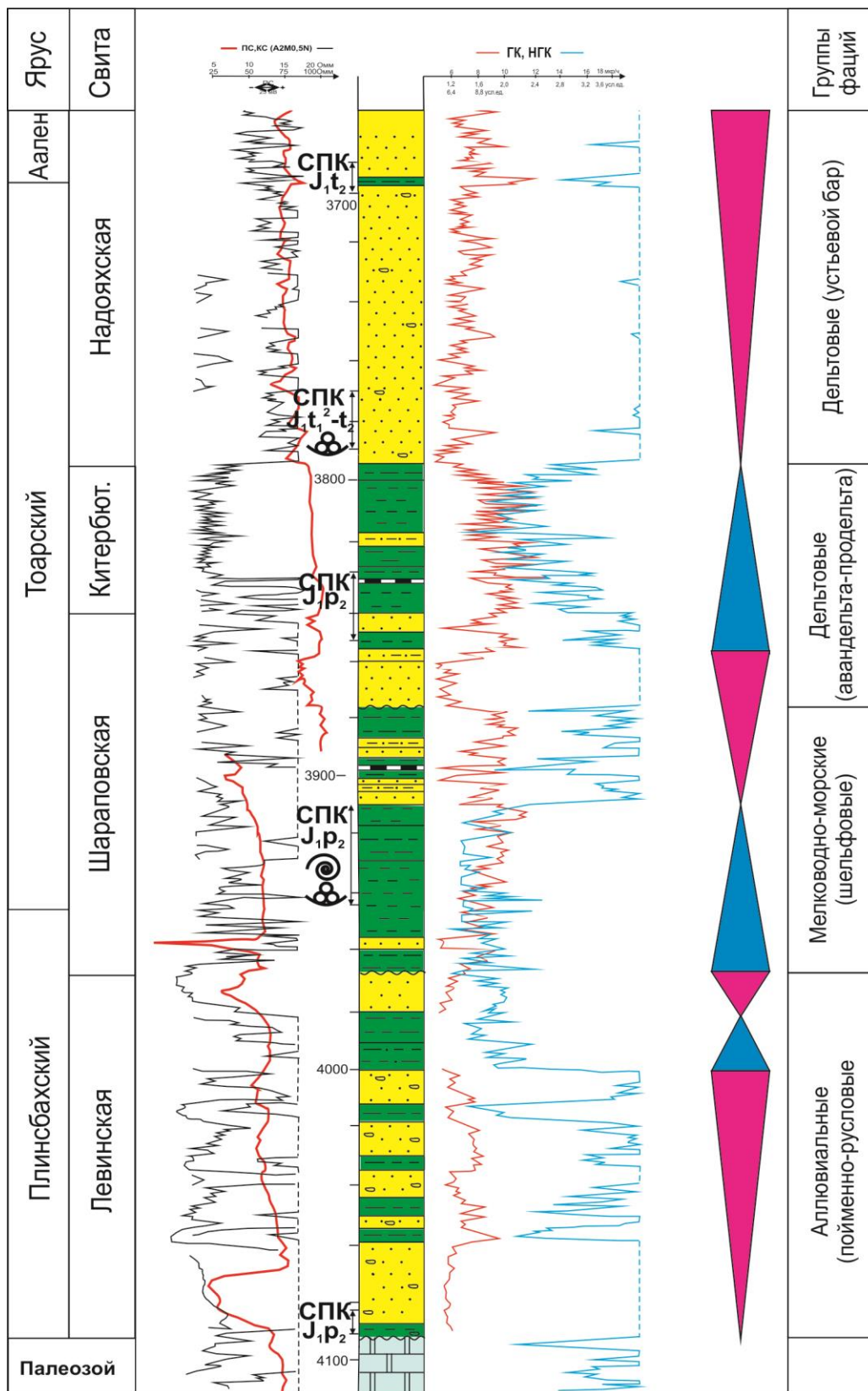


Рис. 3.4. Нижнеюрские преимущественно аллювиально-дельтовые отложения скважины Западно-Новогодня 210 (условные обозначения см. рис. 3.3)

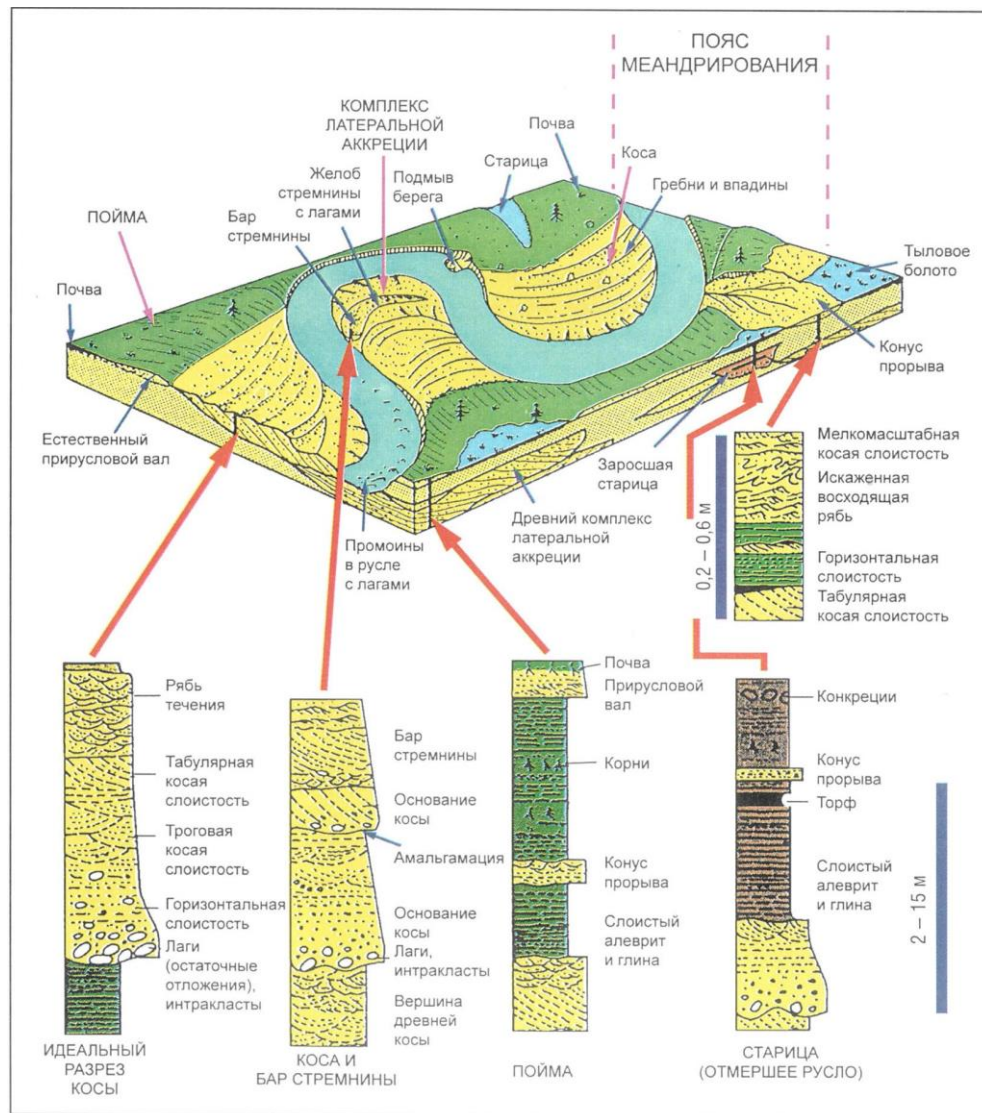


Рис. 3.5. Седиментационная модель и типичные разрезы реки с меандрирующим руслом (Einsele, 2000; с изменениями Е.Ю. Барабошкина, 2011)

такой аномалии от нескольких метров до первых десятков метров. При трансгрессивном залегании глинистые отложения речных пойм перекрываются аналогичными образованиями других стадий реки, а также осадками приморских болот и забаровых лагун, а при регрессии размываются руслами рек или перекрываются осадками песчаной части поймы (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель фации пойменных озер и болот представлена сложно построенной аномалией, расположенной в зоне положительных отклонений ПС. Она образована четырехугольником, осложненным снизу треугольником. Максимальное отклонение кривой находится в нижней части аномалии. Кровельная линия прямая

горизонтальная, боковая вертикальная, волнистая, реже зубчатая. Ширина аномалии достигает десятков метров, особенно при слиянии пойменных глин. При трансгрессивном характере залегания пойменные глины перекрываются песками разливов или отложениями приморских болот, при регрессивном – подвергаются размыву руслами рек (Муромцев, 1981).

Керн геттанг-плинсбахского седиментационного цикла скважины Арктическая 11 (интервал 3572-3583 м) представлен песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми, алевроитовыми, крепко сцементированными, плотными, массивными (фото 3.1). Окатанность зерен угловатая. Сортировка средняя. Содержание кварца составляет около 65%, ПШ 5%, обломков пород 30% (фото 3.2). В незначительном количестве (меньше 3%) встречаются зерна слюды. Содержание цемента составляет около 10%. Цемент глинистый поровый. Также в незначительных количествах присутствует кварцевый регенерационный цемент. Развиты процессы вторичной карбонатизации. Песчаники относятся к группе кварцевых граувакков. По характеру минерального состава пород судить о генезисе крайне сложно из-за вторичных преобразований.

Плинсбах-тоарские циклы. Отложения последующих трех циклитов, слагающих верхи плинсбаха и тоар начинаются с достаточно выдержанной по площади толщи глин, которые характеризует собой первую ясно выраженную трансгрессию на территории севера Западной Сибири, но которая еще не была широко развита в связи со слабо денудированной окружающей сушей (Гурари, 2005). О морских условиях с достаточно высокой соленостью свидетельствуют находки двустворчатого бентоса и фораминифер на Бованенковской и Уренгойской площадях, где илистые грунты были заселены двустворками (Девятов, 1983, Шурыгин и др., 2000, 2011). Мощность глинистой пачки варьирует от 20 м на Западно-Новогодней до 40-50 м на Тота-Яхинской скважине, увеличиваясь в северном направлении.

В низах тоара выделяется следующая поверхность максимального затопления, которую можно ассоциировать с началом третьего циклита, а именно с регионально выдержанной по площади толщей глин.

Следующая крупная трансгрессия отмечена выше по разрезу в тоаре. Тоарские тонкоотмученные и битуминозные глины легко распознаются по ГИС, керну скважин и рассматриваются как один из основных нефтематеринских уровней и межрегиональных флюидоупоров. Их мощность выдержана практически на всей изучаемой территории (30-40



Фото 3.1. Арктическая сважина 11. Песчаник аллювиально-континентальных фаций А-65 Интервал 3572-3583м. Возраст J1p1

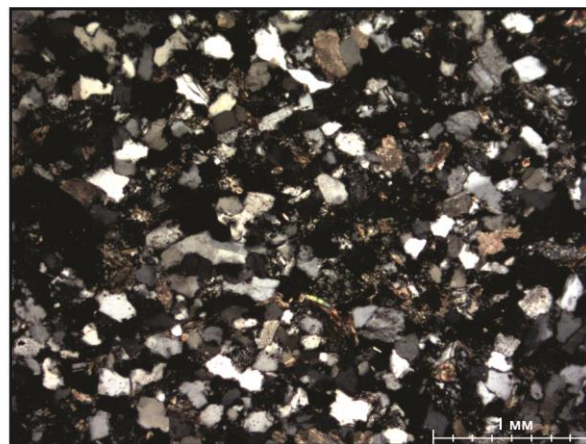
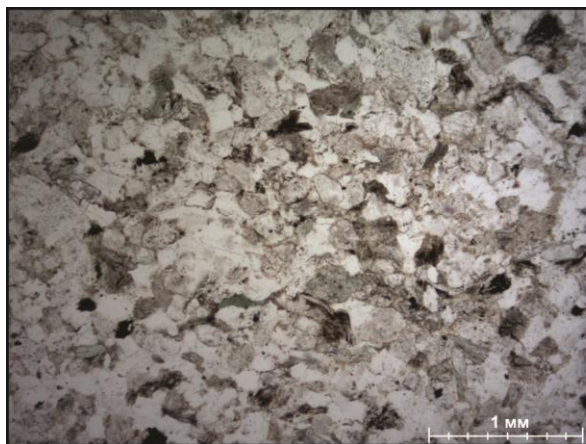


Фото 3.2. Арктическая сважина 11. Шлиф А-65. Интервал 3572-3583м. Возраст J1p1. Мелкозернистый песчаник, преимущественно кварцевый (65%), обломки пород 30%, ПШ 5%. Цемент глинистый поровый (10%). А- // ник., В- + ник., ув. 4

м). Данная трансгрессия стала одной из самых крупных в ранней и средней юре. Лишь высокое положение суши на юге Западной Сибири ограничило продвижение моря в южном направлении. Область морской седиментации стала значительно больше, произошло углубление моря. Находки двустворок, фораминифер и ростров белемнитов подтверждают, что в северной части Западной Сибири установился нормально-морской режим. В пользу этого свидетельствуют и уникальные для нижней юры Западной Сибири находки аммонитов на северо-востоке Западной Сибири (Конторович и др., 2013).

Изучение многочисленных разрезов с использованием опубликованных по другим территориям данных позволило сделать вывод о том, что тоарские глины могут служить в качестве планетарного или субпланетарного стратиграфического маркера (Шурыгин и др.,

2000; Захаров и др., 2006). Этот этап повсеместно отличался от других веков ранней и средней юры теплым, вероятно, более сухим климатом (Ильина, 1985). Среднегодовые температуры, рассчитанные по изотопному составу кислорода в раковинах морских двустворок в тоаре, составляли +16,9-24,5 С (Девятков, 1983). Наиболее глубоководные условия, судя по находкам фоссиллий, существовали в северных регионах Западной Сибири. Об очень пологом уклоне дна этих участков свидетельствует низкий градиент приращения мощности отложений при однотипном строении разреза и характерные катены макро- и микробентоса (Девятков и др., 2011). По оценкам Девяткова, Никитенко и Шурыгина глубина моря во время тоарской трансгрессии могла составлять 20-80 м в северной части Западной Сибири, а также более 80 м на территории Гыданского полуострова и Енисей-Хатангского прогиба (Девятков и др., 2011).

Верхние регрессивные части циклитов представлены преимущественно алевролитопесчаными породами аллювиально-дельтового (скважины Западно-Новогодняя 210, Западно-Таркосалинская 99, Уренгойская 279, Ен-Яхинская 501) и прибрежно- и мелководно-морского генезиса (скважины Тота-Яхинская 25, Западно-Тамбейская 40, Малыгинская 36).

В породах аллювиально-дельтового генезиса по характеру каротажных кривых выделяются алевролитопесчаные фации речных русел, береговых валов, песков разливов, а также преимущественно глинистые фации временно заливаемых участков пойм, пойменных озер и болот, аналогичные описанным в геттанг-синемюр-плинсбахском нижнеюрском седиментационном цикле. Помимо этого, по характеру каротажных кривых в тоаре выделяются песчаные тела, похожие на устьевые бары дельтовых систем (скважина Западно-Новогодняя 210, см. рис. 3.4).

Электрометрическая модель фации устьевых баров представлена сложнопостроенной аномалией, состоящей из двух треугольников и четырехугольника, образующих трапецию. Аномалия располагается в зоне отрицательных отклонений кривой ПС. Кровельная и подошвенная линии наклонные прямые либо волнистые или зубчатые. Боковая линия вертикальная прямая, иногда волнистая. Ширина аномалии обычно составляет десятки метров. Наибольшее отрицательное отклонение кривой характерно для средней части аномалии и занимает не менее одной трети ее ширины. Энергетические уровни водной среды, в которой формировались осадки, меняются от низких в начале к высоким в середине и снова к низким в конце формирования песчаного тела бара. Наименьшее количество глинистого вещества отмечается в средней части бара и увеличивается к его кровле и подошве. При трансгрессии над фациями устьевых баров залегают отложения забаровых лагун и вдольбереговых промоин

или фаций открытого моря и морских заливов, при регрессии – отложения приморских болот или дельтовых протоков и русел рек (Муромцев, 1981).

Для устьевых баров свойственны разрезы с постепенным укрупнением разреза зерен кверху, что отражает увеличивающееся влияние волнения по мере роста бара, но средние и верхние части этих разрезов часто эрозионно срезаются дистрибутивным руслом, снабжающим устьевой бар осадками (рис. 3.6, 3.7). Внешние края баров часто несут следы оползания из-за высокой скорости накопления рыхлых осадков, своего естественного наклона и накопления в верхней части глин проделты. *Дистальные (нижние)* части устьевых баров характеризуются наклоном до 0,75 градусов, а их разрезы – слабой биотурбацией и присутствием горизонтальной и линзовидной слоистости в преимущественно глинистых отложениях, редкими остатками раковин. Вверх по разрезу текстура меняется на мелкомасштабную рябь течения, градационную слоистость, текстуры размыва и заполнения; появляются пески. *Проксимальные (верхние)* части устьевых баров, отличающиеся высокой скоростью аккумуляции, содержат преимущественно песчаный материал, насыщенный растительным детритом. Преобладающие текстуры – мелкомасштабная рябь течения, восходящая рябь; присутствуют деформационные текстуры оползания. В кровле бара распространены текстуры волновой переработки – горизонтально- и пологокосослоистые ряби волнения; в разрезе бара спорадически встречаются биотурбации. Мощность устьевых баров может достигать 70 м при ширине до 7,5 км и протяженности 50 км (Барабошкин, 2011).

В северном направлении характер осадконакопления меняется на прибрежно- и мелководно-морской. Это видно на кривых ГК и ПС скважин Западно-Тамбейская 40 и Малыгинская 36 (рис. 3.8). Для прибрежно-морских обстановок осадконакопления выделяются алевролитопесчаные фации пляжей, регрессивных вдольбереговых баров и прибрежных валов, барьерных островов, промоин и головных частей разрывных течений (рис. 3.9).

Электрометрическая модель фации пляжей представляет собой два слившихся прямоугольных треугольника, остроугольные вершины которых располагаются в зоне отрицательных отклонений ПС. Значение аПС достигает 0,1-0,8, кровельная линия горизонтальная, осложнена зубчатостью; боковая линия отсутствует; подошвенная наклонная зубчатая, иногда рассечена. Ширина аномалии чаще всего 5-10 м. Наибольшее отрицательное

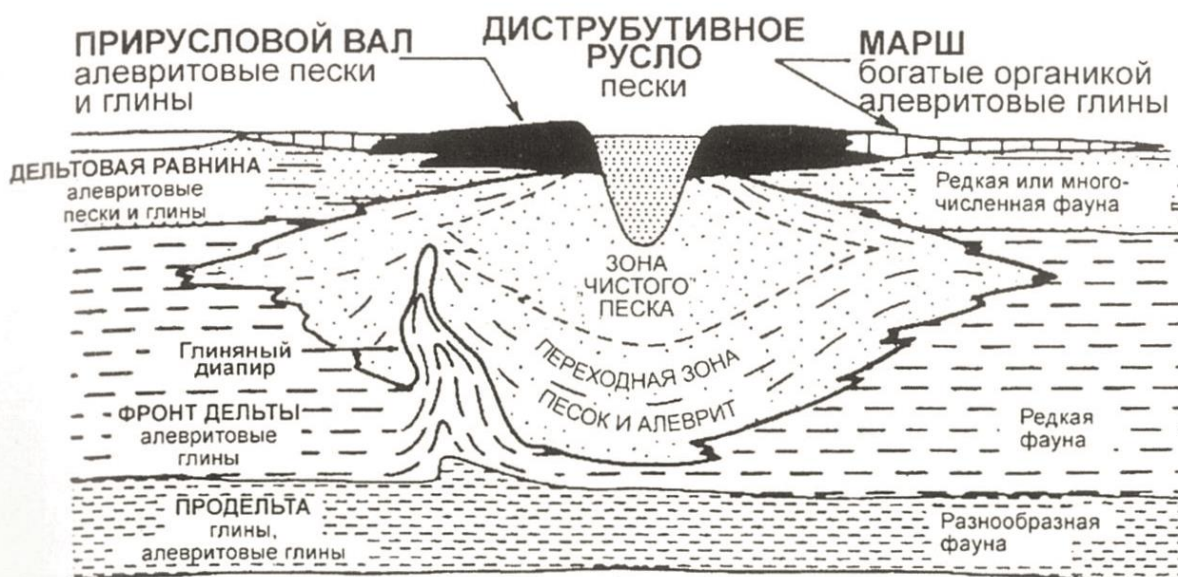


Рис. 3.6. Схема строения «песчаного пальца» – системы «устьевой бар – русло» (Fisk, 1961, с изменениями Е.Ю. Барабошкина, 2011)

отклонение кривой отмечается в верхней части аномалии. Энергетический уровень среды формирования этих осадков очень высокий. Гидродинамическая активность в период образования песчаного тела носит прерывистый характер, всегда увеличиваясь в конечных стадиях его отложения. При трансгрессивном залегании пляжевые пески перекрываются отложениями забаровых лагун и баров, при регрессивном – аллювиальными отложениями. Если же песчаные пляжи в течение долгого времени подвергались деятельности ветра, то они могли быть в какой-то своей части переработаны и покрыты дюнами. Отложения пляжей, представленные хорошо окатанными, отсортированными песками, гравием или галькой, могут содержать в большом количестве как целые, так и битые раковины, однако в ряде случаев остатки фауны полностью отсутствуют. Пляжевые пески часто обогащены тяжелыми минералами. Пески косослоистые, слоистость расположена перпендикулярно к седиментационному простиранию (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель регрессивного вдольберегового бара представляет собой прямоугольный треугольник, расположенный в зоне отрицательных отклонений ПС. Кровельная линия горизонтальная прямая, подошвенная наклонная, почти всегда осложнена зубчатостью или рассечена. Ширина аномалии от единиц до первых десятков метров. Максимальное отклонение кривой ($\Delta\PiС$ до 0,8-1) характерно для верхней части аномалии и отражает относительную динамическую активность водной среды в конечный этап формиро-

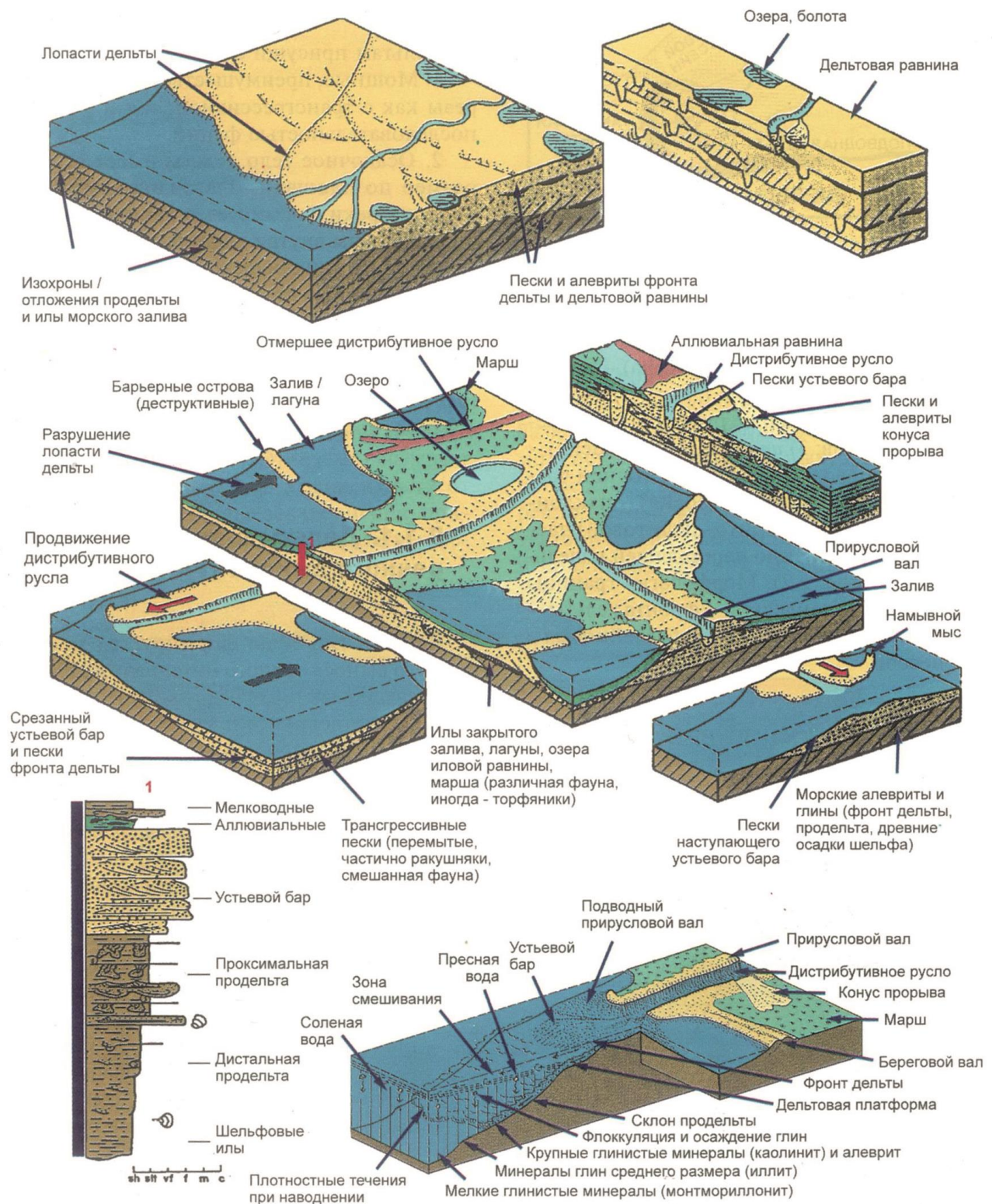


Рис. 3.7. Седиментационная модель и типичные разрезы флювиальной дельты (Einsele, 2000; с изменениями Е.Ю. Барбошкина, 2011)

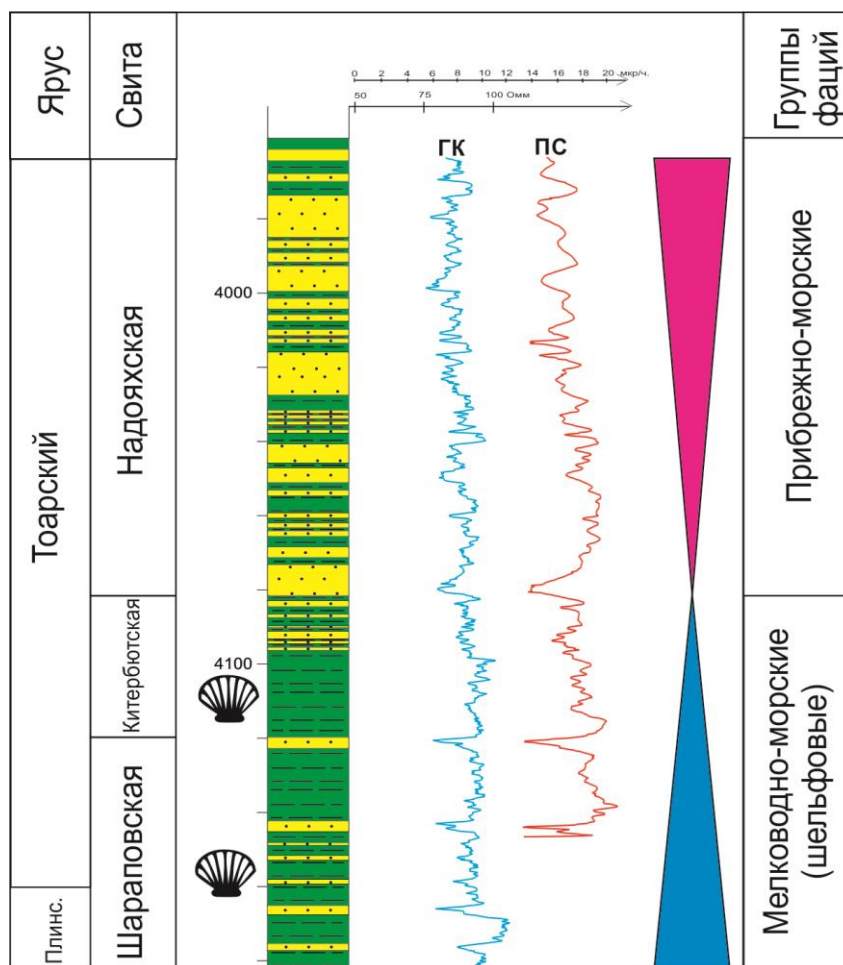


Рис. 3.8. Нижнеюрские мелководно-морские отложения скважины Малыгинская 36 (условные обозначения см. рис. 3.3)

вания вдольберегового вала. При регрессивном залегании перекрывающимися могут быть фации забаровых лагун, разрывных течений или пляжей, при трансгрессивном – фации головных частей разрывных течений, гребней штормовых волн и приливных течений, а также фация открытого моря и крупных морских заливов. Электрометрические модели вдольбереговых регрессивных баров и прибрежных валов сходны между собой и отличаются лишь шириной аномалии (у вала она всегда меньше). Пески регрессивных вдольбереговых баров от мелко- до среднезернистых, хорошо отсортированные, с четко выраженной косою слоистостью. Направление падения косых слойков перпендикулярно к береговой линии. Прибрежные валы отличаются более тонкозернистым составом песчаных пород, содержание которых в разрезе вала составляет 60-80%, и более пологим наклоном косых слойков, падающих в сторону берега (Муромцев, 1981).

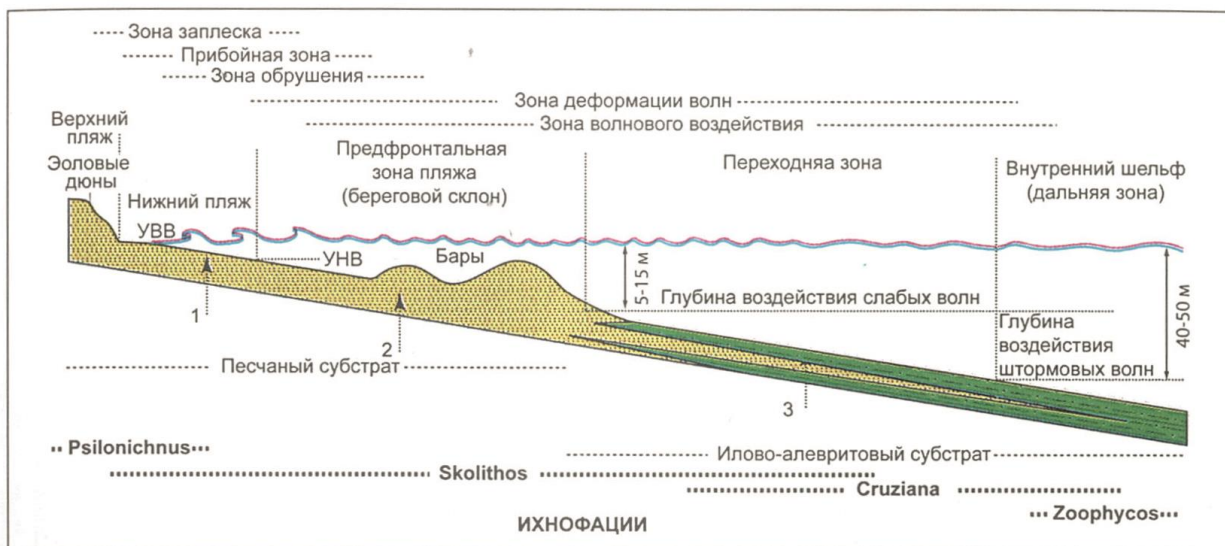


Рис. 3.9. Субобстановки, процессы, фации и ихнофации затопляемого пляжа (Барабошкин, 2011)

Электрометрическая модель фации барьерных островов отличается вертикальной боковой линией. Аномалия располагается в зоне отрицательных отклонений ПС (аПС 0,8-1). Кровельная линия аномалии горизонтальная, боковая вертикальная прямая или волнистая, иногда зубчатая, подошвенная линия наклонная зубчатая, может быть рассеченной. Ширина аномалии достигает десятков метров. Наибольшее отклонение кривой приурочено к ее верхней половине. Для отложений этих фаций характерно сохранение высоких и очень высоких энергетических уровней водной среды на протяжении всего периода формирования островных осадков, что является отличительным признаком этой фации. При трансгрессии моря барьерные острова могут быть перекрыты отложениями фаций трансгрессивных баров, забаровых лагун и вдольбереговых промоин, фациями гребней штормовых волн и приливных течений, открытого моря и крупных морских заливов. При регрессии на барьерных островах формируются отложения дюн (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель фации промоин разрывных течений (в условиях однонаправленного водного потока в узких промоинах, вызванного нагонами ветровыми волнами избыточного количества воды в изолированные лагуны) представляет собой аномалию в виде вытянутого прямоугольника, часто осложненную в нижней части одним или несколькими небольшими зубцами. Эти зубцы являются отражением на электрометрической модели остатков баровых песков, размывтых промоиной разрывного течения. Аномалия расположения в зоне отрицательных отклонений ПС (аПС до 0,6-0,8). Кровельная линия

горизонтальная прямая, боковая вертикальная прямая или волнистая либо слабовзбучатая, подошвенная линия горизонтальная прямая, часто с осложнениями. Осложнение подошвенной линии и меньшая ширина аномалии являются характерными признаками, позволяющими отличать эту модель от моделей русловых фаций. Ширина аномалии обычно от несколько метров до десятков метров. Фация промоин разрывных течений может при трансгрессии может быть перекрыта отложениями фаций вдольбереговых трансгрессивных баров и мелководного шельфа открытого моря, при регрессии – осадками фаций забаровых лагун и пляжей (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель фации головных частей разрывных течений (образуют своеобразные подводные конусы выноса) представляет собой равнобедренный треугольник, расположенный в зоне отрицательных отклонений кривых ПС (аПС до 0,6-0,8). Кровельная линия наклонная чаще всего зубчатая или рассеченная, но может быть и прямой. Подошвенная линия также зубчатая, рассеченная или прямая. Боковая линия отсутствует, что является отличительной способностью модели этой фации. Ширина аномалии составляет несколько метров, иногда первые десятки метров. При трансгрессивном залегании над моделью этой фации будут располагаться модели фаций открытого моря и крупных морских заливов и гребней штормовых волн и приливных течений, при регрессивном – модели фаций промоин разрывных течений, вдольбереговых регрессивных баров и забаровых лагун (Муромцев, 1981).

В мелководно-морских отложениях скважин Западно-Гамбейская 40 и Малыгинская 36 выделяются глинистые фации открытого моря, песчаные фации гребней штормовых волн. *Электрометрическая модель фации открытого моря* представляет собой четырехугольник, располагающийся значительной своей частью в зоне положительных отклонений ПС (аПС 0-0,2). Кровельная линия аномалии горизонтальная прямая или волнистая. При наличии глинистых отложений большой мощности вертикальная боковая линия является основным диагностическим признаком осадков этой фации. Подошвенная линия горизонтальная прямая. Ширина аномалии может быть различной: от нескольких метров до нескольких сотен метров. При регрессии отложения данной фации могут переходить в фации гребней штормовых волн и приливных течений, разрывных течений, вдольбереговых регрессивных баров и барьерных островов (Муромцев, 1981).

Электрометрическая модель фации гребней штормовых волн представляет собой узкий прямоугольный треугольник, расположенный своей вершиной в зоне отрицательных отклонений ПС (аПС 0,5-0,6). Кровельная линия горизонтальная, иногда осложнена

зубчатостью или рассечена, подошвенная пологонаклонная зубчатая, иногда рассеченная. Наибольшее отклонение кривой приурочено к верхней части аномалии, которая имеет небольшую ширину (единицы и первые десятки метров). При трансгрессии отложения данной фации перекрываются осадками открытого моря и крупных морских заливов, при регрессии – отложениями головных частей разрывных течений и регрессивных вдольбереговых баров (Муромцев, 1981).

Используя отбивки по многочисленным скважинам, интерпретацию региональных 2D профилей, существующие карты по всей Западной Сибири и литературные данные, на базе собственных исследований для северной части Западно-Сибирского бассейна и прилегающей части Южно-Карской впадины были построены карты распространения и мощности нижнеюрских отложений, а также схема обстановок седиментации для раннеюрского времени. (рис. 3.10, 3.11).

С раннеюрского времени начинается общая региональная трансгрессия морского бассейна с востока, со стороны Енисей-Хатангского прогиба, и, возможно, с северо-востока, со стороны Северо-Карского бассейна. Мелководно-морские обстановки осадконакопления в пределах изучаемого района существовали только на востоке бассейна, а именно в Енисей-Хатангском прогибе, а также в пределах Ямало-Гыданской седловины и возможно части Южно-Карской впадины.

Во впадинах северной части Западно-Сибирского бассейна господствовали переходные обстановки осадконакопления дельтовой равнины, занимающей территорию от Адерпаютинского вала на севере до Уренгойского и Русско-Часельского валов на юге. Восточнее, в пределах Худосейской ступени, и западнее, в пределах Приуральской моноклинали, Щучьинского и Южно-Ямальского выступа, Байдарацкой ступени, находились прибрежные равнины, периодически заливаемые приливно-отливными волнами. В южной части Западной Сибири существовала обширная аллювиально-дельтовая равнина. Крупная и протяженная речная система, по всей видимости, сформировала обширную аллювиальную равнину и дельтовую систему с мощностями нижнеюрских отложений до 700-800 м.

Отложения представлены толщей переслаивания алевролитов, песчаников и глин с прослоями углей. На картах мощностей выделяются эпицентры наиболее интенсивного осадконакопления. В качестве таких зон помимо депрессии в центральной части севера

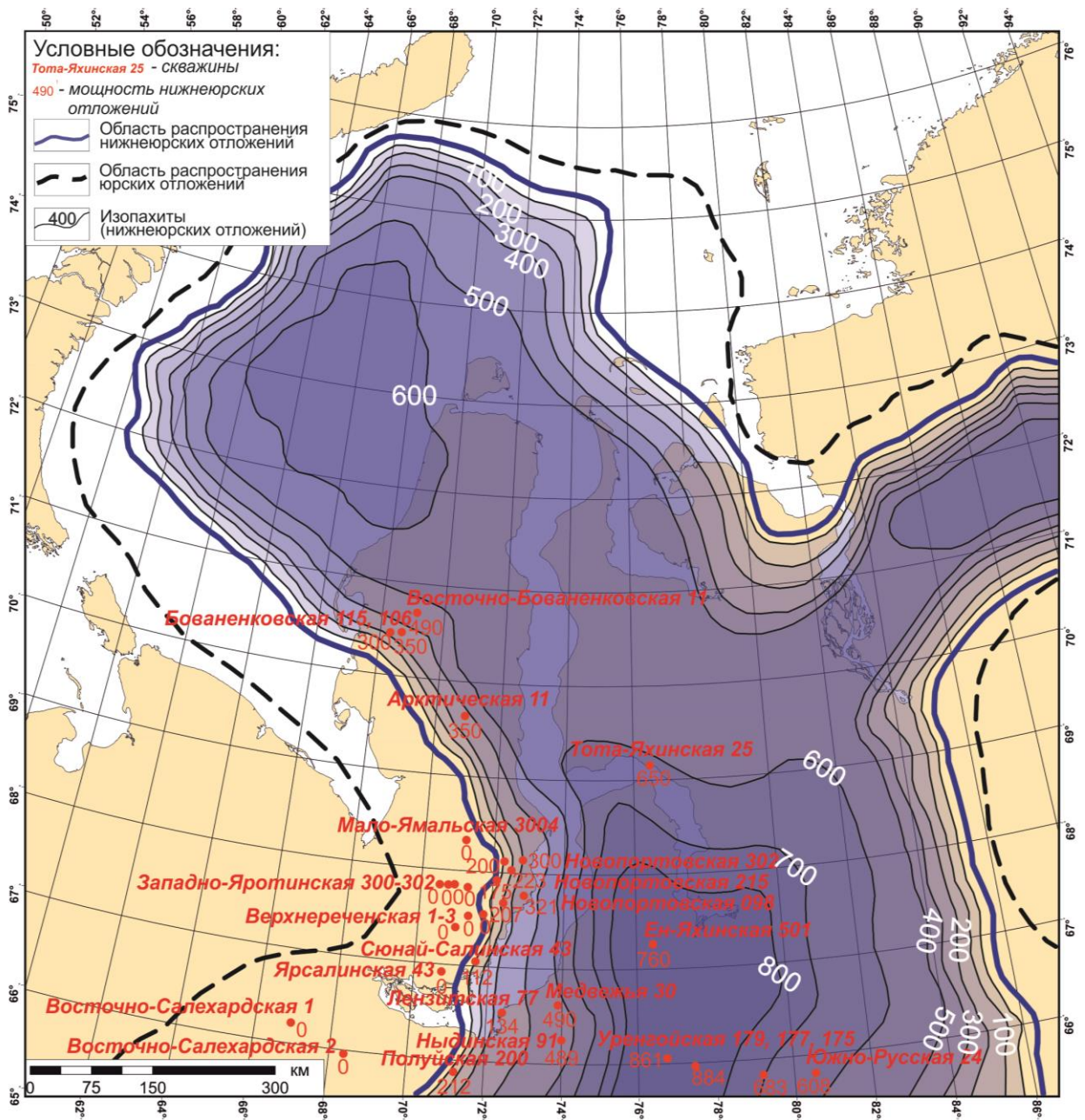


Рис. 3.10. Карта мощностей нижнеюрских отложений северной части Западно-Сибирского бассейна

Западной Сибири (тренд Уренгойский- Адерпаютинский вал) выступает и Южно-Карская впадина, где мощности нижнеюрского комплекса отложений по сейсмическим данным могут достигать 600-700 м.

Основной снос осадочного материала происходил из южной части Западно-Сибирского бассейна. В качестве локальных источников сноса могли выступать более приподнятые участки на бортах бассейна, а именно Полярный Урал, Пайхой, архипелаг

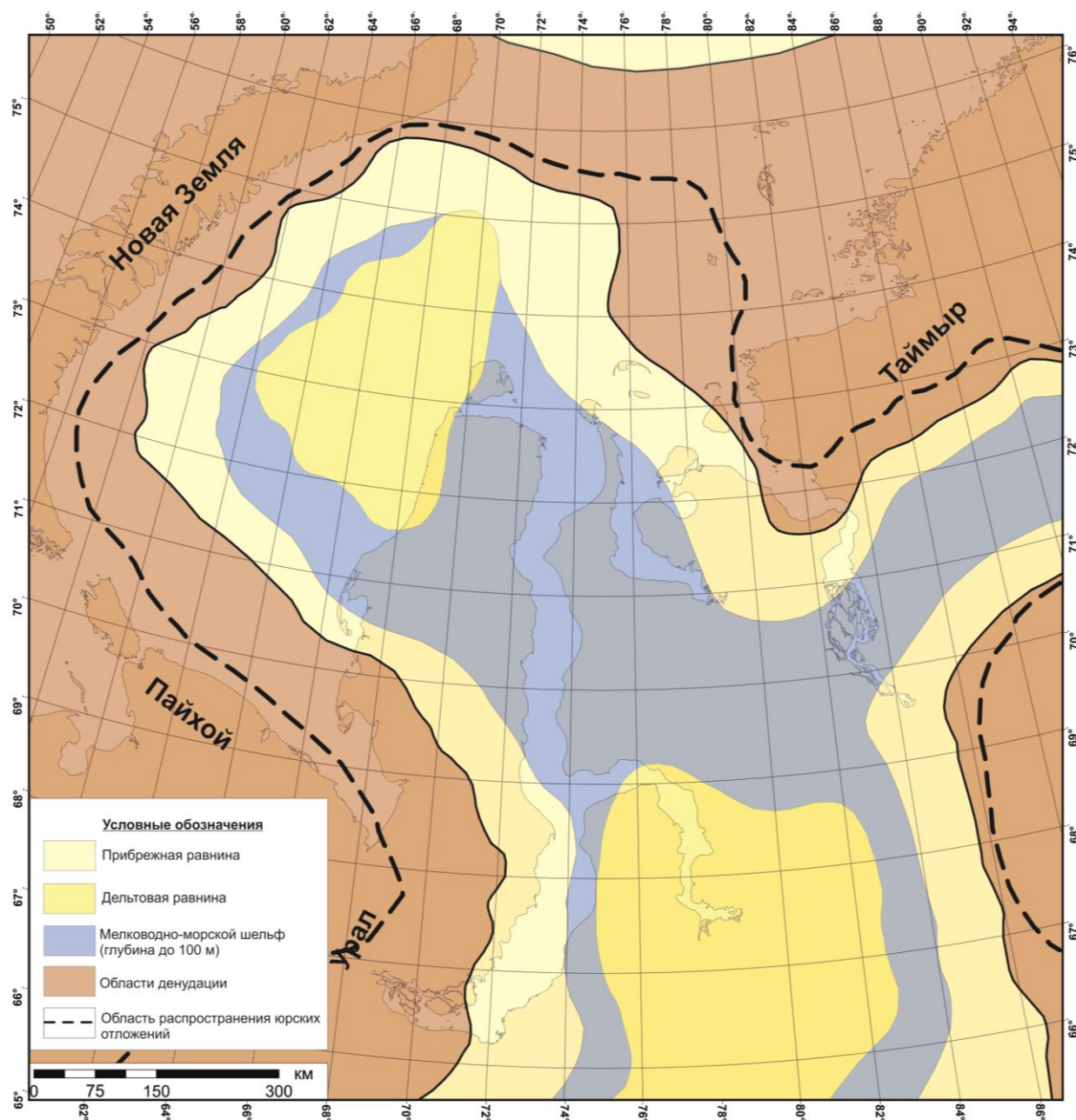


Рис. 3.11. Схема обстановок седиментации раннеюрского времени северной части Западной Сибири

Новая Земля, Таймыр и Сибирская платформа. Для мощной толщи нижнеюрских осадков Южно-Карской впадины по сейсмическим данным источником сноса могла являться приподнятая часть Северо-Карского бассейна, откуда в Южно-Карскую впадину впадала достаточно крупная речная система, образующая обширную дельтовую систему. На суше накапливались угленосные алевро-глинистые осадки с прослоями песчаного материала.

В геттанг-синемюрское время откладываются преимущественно песчаные последовательности зимней свиты, которые заполняли наиболее погруженные части бассейна, в бортовых частях отложения свиты отсутствуют. Свита представляет собой отложения аллювиально-озерных обстановок осадконакопления с прослоями углей, она типична для всей северной части Западно-Сибирского бассейна. Количество глинистых прослоев возрастает в северо-западном направлении, что отражает смену обстановок осадконакопления с континентальных на мелководно-морские.

В плинсбахское время наступила первая в юре трансгрессия, которая, однако, носила локальный характер из-за небольшой площади развития бассейна осадконакопления (левинская свита). Выше по разрезу залегают преимущественно песчаные породы верхнего тоара и плинсбаха, которые образовывались в тех же обстановках, как и породы геттанг-синемюра. Главным отличием от них является увеличение площади бассейна. Следующая трансгрессия произошла в тоаре и носила глобальный характер (китербютская свита). Выдержанные пласты глин тоарского возраста встречаются повсеместно в арктических бассейнах, в том числе и на Баренцевоморском шельфе. Дальнейшая регрессия моря выразилась в накоплении песчаников, алевролитов и глин с прослоями углей верхнего тоара и нижнего аалена. Следует сказать, что каждый следующий этап осадконакопления характеризовался увеличением площади распространения осадков.

3.2. Среднеюрские циклиты

Среднеюрские отложения представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин ааленского, байосского и батского ярусов. По характеру переслаивания в разрезе можно выделить два трансгрессивно-регрессивных циклита, каждый из которых начинается глинистой пачкой, которая соответствует поверхности максимального затопления в соответствующий период времени и заканчивается регрессивной преимущественно песчаной пачкой (рис.3.12). Келловейский ярус средней юры отнесен к верхнеюрским седиментационным циклам вследствие того, что является частью общей трансгрессии в келловей-оксфордское время. Отложения среднеюрских седиментационных циклов распространены на всей изучаемой территории и представлены аллювиально-дельтовыми, прибрежно- и мелководно-морскими фациями.

Аален-нижнебайосский циклит. Отложения данного циклита начинаются с достаточно выдержанной по площади толщи глин, которая характеризует собой ярко

выраженную трансгрессию в раннеааленское время. Раннеааленская трансгрессия четко проявилась на всей северной части Западной Сибири. С этой трансгрессивной поверхностью связан опорный отражающий горизонт Т4, разделяющий сейсмостратиграфические подкомплексы ниже- и среднеюрских отложений. В породах присутствует мелкий растительный детрит, морские двустворки и фораминиферы, установлена биотурбация (Конторович и др., 2013). Мощность трансгрессивной алевролито-глинистой пачки колеблется от 20 до 40 м на Ен-Яхинском и Уренгойском поднятиях и может достигать 40-70 м в серии скважин Тота-Яхинской и Малыгинской структур в северо-западной части изучаемой территории.

Регрессивная часть циклита представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с прослоями углей. По характеру кривых ГК и ПС можно сделать вывод, что в пределах скважин Западно-Новогодняя 210, Западно-Таркосалинская 99, Уренгойская 279 и Ен-Яхинская 501 отложения имеют преимущественно аллювиально-дельтовый генезис, что выражается в характерных русловых и пойменных фациях, а также возможно фациях устьевых баров (рис. 3.13). Количество и мощность песчаных пластов возрастает в юго-восточном направлении, что может свидетельствовать о близком источнике сноса осадочного материала, расположенном южнее рассматриваемой территории. В северном направлении на Тота-Яхинской, Западно-Тамбейской и Малыгинской структурах мощность песчаных пластов сокращается, а также меняется характер кривых ГК и ПС, которые соответствуют прибрежно- и мелководно-морским условиям накопления осадков, где выделяются фации пляжей, вдольбереговых баров и прибрежных валов, барьерных островов, промоин и головных частей разрывных течений, открытого моря и гребней штормовых волн (рис. 3.14).

С регрессивной частью аален-нижнебайосского циклита связана одна из главных стадий накопления угля в истории Западной Сибири. Это объясняется тем, что после раннеааленской трансгрессии на месте существовавшего моря остались многочисленные опресненные зарастающие водоемы, где накапливались илы и торфы. К этому времени значительная часть внутренних выступов фундамента оказалась разрушенной или сильно сглаженной, что отразилось в снижении среди осадков доли крупнообломочного материала. Дно мелководного и опресненного моря севера Западной Сибири заселяли немногочисленные морские и солоновато-водные двустворчатые моллюски, фораминиферы (Девятов и др., 2011).

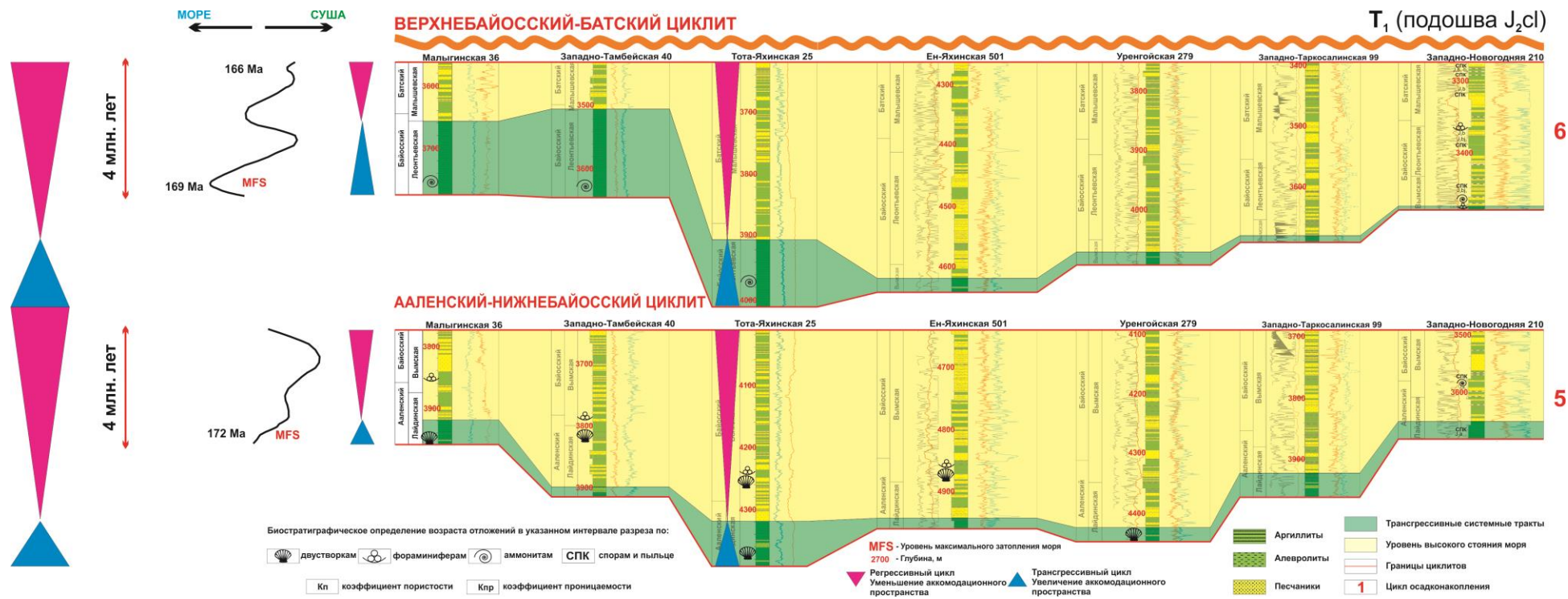


Рис. 3.12. Строение среднеюрских аален-байос-батских циклитов северной части Западной Сибири

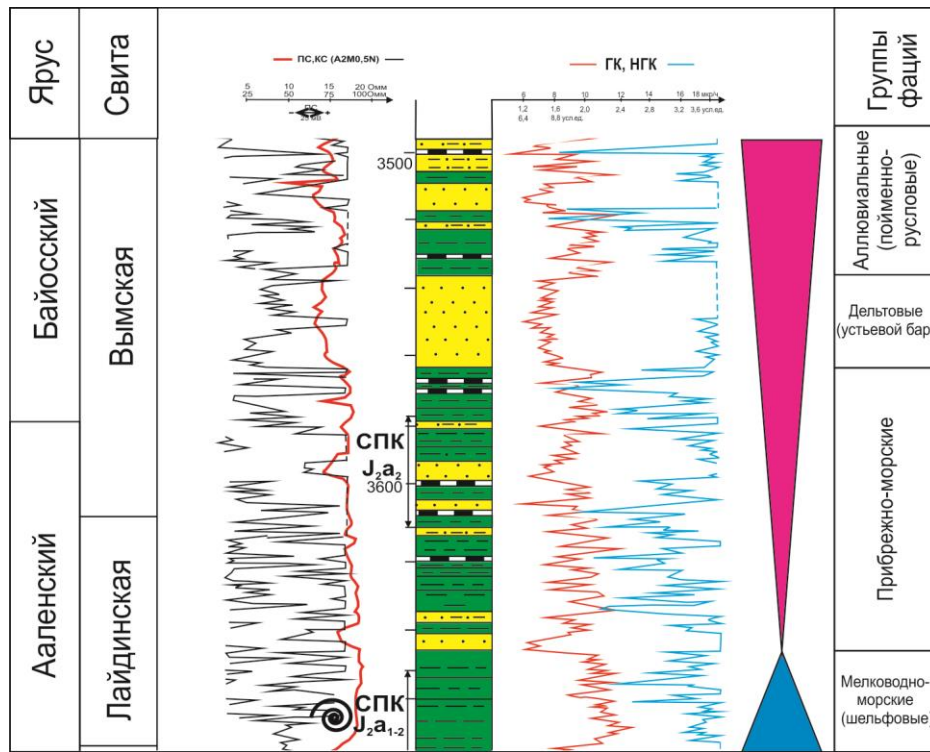


Рис. 3.13. Среднеюрские аален-раннебайосские преимущественно аллювиально-дельтовые отложения скважины Западно-Новогодняя 210 (условные обозначения см. рис. 3.12)

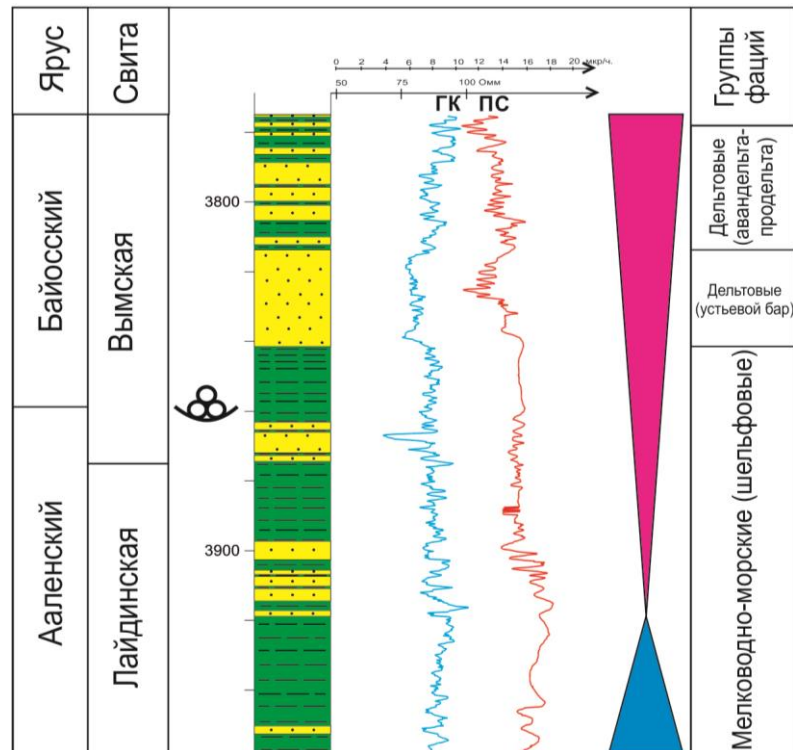


Рис. 3.14. Среднеюрские аален-раннебайосские преимущественно мелководно-морские отложения скважины Малыгинская 36 (условные обозначения см. рис. 3.12)

В ааленско-нижнебайосских отложениях наблюдается тенденция общего увеличения разреза от Западно-Новогодней (160 м) до Тота-Яхинской скважины (320 м), а также дальнейшего сокращения разреза на север в Западно-Тамбейской (240 м) и Малыгинской скважинах (120 м). Это может быть свидетельством как того, что территория Ямальского полуострова была приподнятой в аален-раннебайосское время, так и развитием в этой области мелководно-морских обстановок осадконакопления.

Верхнебайос-батский цикллит. Во всех скважинах по каротажу отчетливо выделяются мощные глинистые пачки позднебайосского возраста, которые по всей видимости были образованы в этапы высокого стояния моря. Мощность пачек составляет в среднем 10-30 м в скважинах Западно-Новогодняя 210, Западно-Таркосалинская 99, Уренгойская 279 и Ен-Яхинская 501, увеличиваясь до 90-100 м в скважинах Тота-Яхинская 25, Западно-Тамбейская 40 и Малыгинская 36 (рис. 3.12). Они представлены тонкоотмученными илами с разнообразными комплексами двустворок, фораминифер и остракод (Конторович и др., 2013). Представители аммоноидей из этих отложений в Западной Сибири неизвестны, хотя байосские аммониты обнаружены на Новой Земле (Дибнер, 1962). В юго-восточном направлении отчетливые и выдержанные глинистые пачки сменяются на алевролитовые, также в разрезе появляется больше песчаных прослоев.

Регрессивная часть цикллита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями углей. По характеру кривых ПС и ГК породы данного седиментационного цикла скважин Западно-Новогодняя 210, Западно-Таркосалинская 99, Уренгойская 279 и Ен-Яхинская 501 имеют аллювиально-дельтовый генезис, где выделяются характерные фации русел, прирусловых валов и отмелей, затопляемых участков пойм и, возможно, устьевых баров (рис. 3.15). В северном направлении в скважинах Тота-Яхинская 25, Западно-Тамбейская 40 и Малыгинская 36 по характеру кривых ПС и ГК условия осадконакопления меняются на прибрежно- и мелководно-морские, выделяются мощные глинистые толщи, соответствующие фации открытого моря, периодические нарушаемые преимущественно песчаными отложениями вдольбереговых валов и прибрежных баров, пляжей, барьерных островов, а также гребней штормовых волн (рис. 3.16).

Регрессивная алевролитопесчаная часть цикллита была изучена по керну Тазовского, Песцового и Заполярного месторождений. В его строении выделяются цикллиты разного порядка – от элементарных на уровне слоек до крупных, включающих

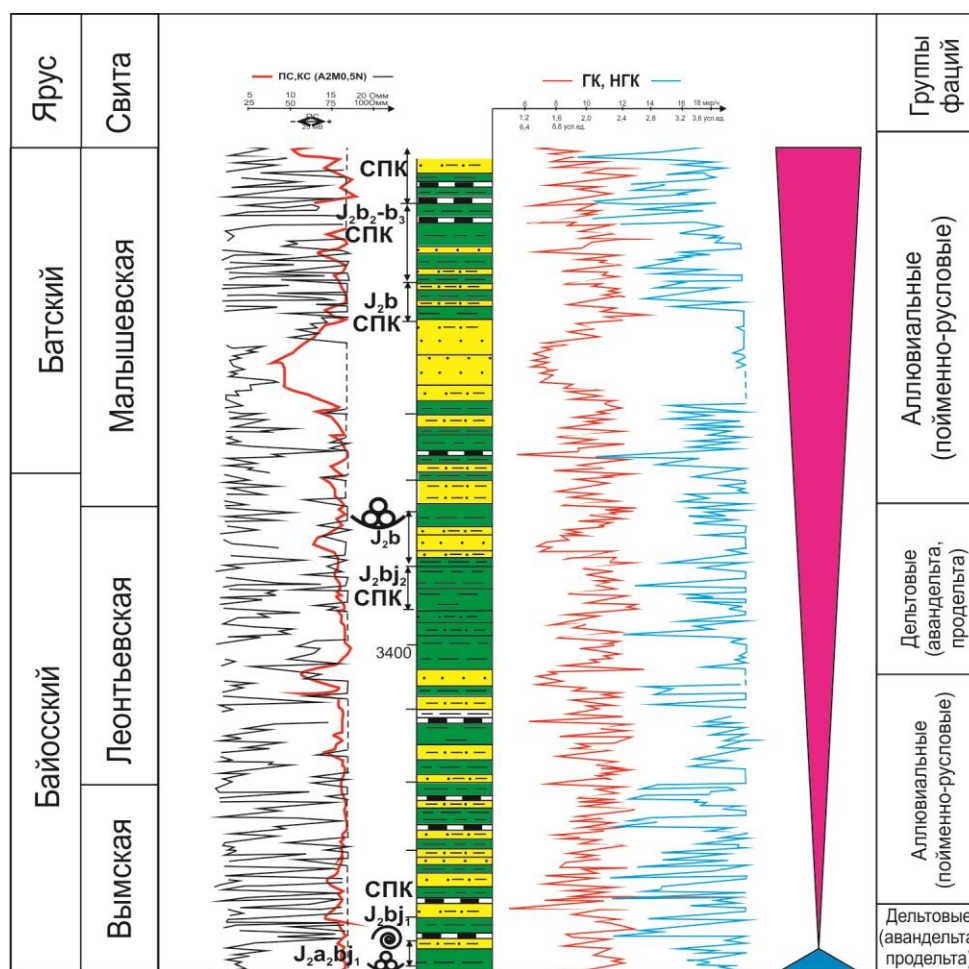


Рис. 3.15. Среднеюрские батские преимущественно аллювиально-дельтовые отложения скважины Западно-Новогодняя 210 (условные обозначения см. рис. 3.12)

песчаные пласты и пачки алевролитов-глинистых пород, имеющих региональное распространение. В качестве последних подразделений выделено несколько циклически построенных пачек, которые, кроме глин и алевролитов, составляющих их основной объем, содержат регионально выраженные песчаные пласты Ю2–Ю4 (Шемин и др., 2001).

Для определения условий формирования данных пород был выбран метод, основанный на выделении более мелких, чем седиментационные циклы, периодически повторяющихся циклитов в строении разреза. В разрезе циклита наиболее грубообломочные песчаные и алевролитов-песчаные отложения русел и прирусловых отмелей сменяются вверх по разрезу тонкозернистыми пойменными алевролитов-глинистыми и глинистыми породами. Венчается циклит пластом углей, характерным для озерно-болотных обстановок осадконакопления, что свидетельствует об обмелении бассейна. Каждый циклит состоит из

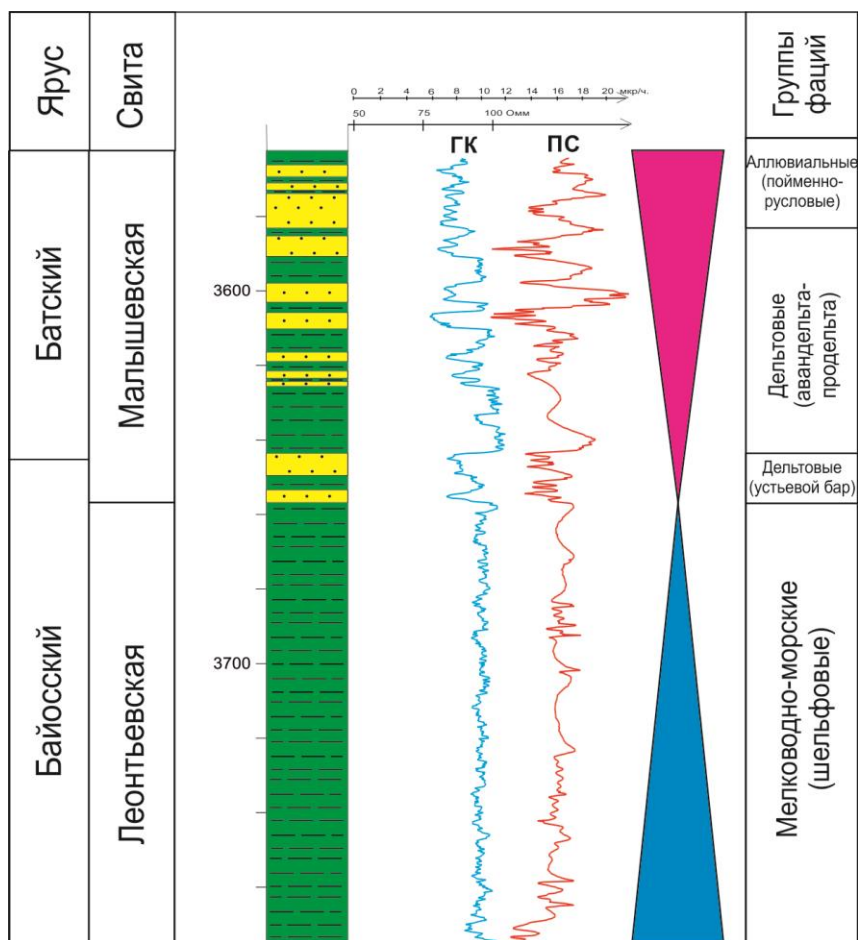


Рис. 3.16. Среднеюрские батские преимущественно мелководно-морские отложения скважины Малыгинская 36 (условные обозначения см. рис. 3.12)

двух или более слоев, которые называются элементами циклита. Элементарный циклит – низшая слоевая ассоциация, которая выделяется в осадочной толще визуалью и не делится на соподчиненные циклиты. Схожие по строению элементарные циклиты, имеющие определенное изменение облика, объединяются в циклопачки, которые представляют циклиты более высокого порядка (Иванов и др., 2008).

Как правило, нижние элементы циклитов представлены песчаными и алевролитопесчаными отложениями, косо-, горизонтально- и волнистослоистыми, реже линзовиднослоистыми, в которых встречаются остатки корней растений. Отложения нижних элементов циклитов сформировались на границе русла и поймы, в прирусловой части поймы. Верхние элементы циклитов состоят из пойменных биотурбированных алевролитовых, глинисто-алевролитовых, глинистых и углисто-глинистых отложений с прослоями углей с горизонтально-линзовидной слоистостью. Разрез циклита часто венчает тонкий пласт углей,

накопившийся предположительно в озерно-болотных условиях осадконакопления. Однако зачастую эта часть циклита оказывается размытой. Также в циклитах отмечаются остатки корней растений и обугленный детрит. Мощность таких циклитов варьирует от 1 до 5-7 м.

Керновый материал скважины Тазовская 83 был изучен по двум интервалам: 3924,3–3955,6 м мощностью – 31,3 м и 4052,3–4100,4 м мощностью 48,1 м.

В составе первого интервала (3924,3-3955,6 м) снизу-вверх по разрезу выделяются три циклопачки (рис. 3.17):

1) глинисто-песчано-алевролитовая циклопачка I (содержание алевролитов 54,2%, песчаников 38,9%, глин 6,9%) мощностью 10,49 м построена 11 циклитами двухчленного строения мощностью 0,371,78 м. Нижние элементы циклитов имеют песчаный и алевролитопесчаный состав, для них характерны горизонтальная и пологая косая слоистость, а также биотурбированность. Эти отложения накапливались в условиях прируслового вала и верхней части поймы. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с горизонтальной и горизонтально-линзовидной слоистостью;

2) углисто-глинисто-алевролитопесчаная циклопачка II (содержание песчаников 49,7%, алевролитов 42,3%, глин 8%) мощностью 17,44 м состоит из 17 циклитов мощностью 0,83–2,4 м. Циклиты имеют двухчленное и трехчленное строение. Нижние элементы циклитов представлены песчаными и алевролитопесчаными породами с косой, тонкой линзовидной слоистостью, периодически встречаются следы ряби. Нижние элементы циклитов накапливались в условиях прируслового вала и верхней части поймы. Верхние элементы циклитов представлены пойменными алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми, глинистыми и углисто-глинистыми элементами с прослоями угля мощностью 0,1 м. Для них характерны горизонтальная, линзовидная слоистость, сильная биотурбированность. Углисто-глинистые и углистые породы накапливались в озерно-болотных обстановках, а в дальнейшем перекрывались русловыми и пойменными отложениями;

3) песчано-алевролитовая-циклопачка III (содержание алевролитов 53,2%, песчаников 46,8%) мощностью 3,57 м состоит из 6 циклитов мощностью 0,37–1,38 м. Циклиты имеют двухчленное строение. Нижние элементы циклитов сложены песчаными и алевролитопесчаными породами с горизонтальной и линзовидной слоистостью, которые накапливались на границе русла и поймы, в прирусловой части поймы. Верхние элементы циклитов состоят

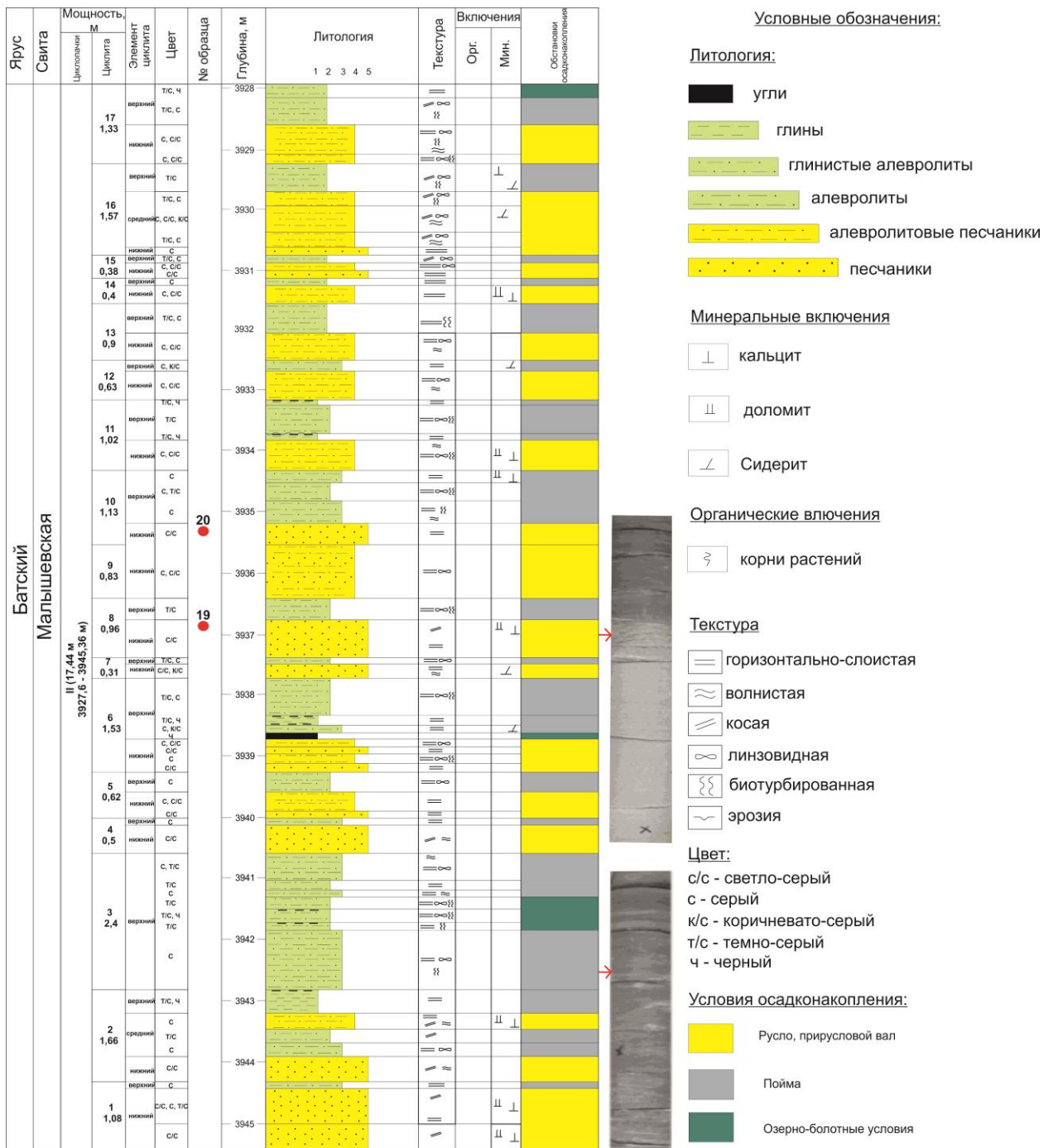


Рис. 3.17. Стрoение циклопачки II интервала 3924,3-3955,6 м среднеюрских верхнебаойс-батских отложений скважины Тазовская 83

из пойменных биотурбированных алевролитовых и глинисто-алевролитовых пород с горизонтальной и линзовидной слоистостью.

Песчаники интервала 3924,3-3955,6 м светло-серые, мелкозернистые, массивные. Содержание кварца составляет 55-60%, полевого шпата (ПШ) 10-15%, обломков пород 25-

35%. Окатанность зерен угловатая. Сортировка средняя. Цемент глинистый поровый. Практически повсеместно встречается кварцевый регенерационный цемент. Содержание цемента составляет около 5-10%. Цемент глинистый, поровый. Развита процесс вторичной карбонатизации. Песчаники относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (фото 3.3).

В составе второго интервала (4052,3–4100,4 м) снизу-вверх по разрезу выделяются шесть циклопачек (рис. 3.18):

1) углисто-глинисто-песчано-алевролитовая циклопачка I (содержание алевролитов 63,9%, песчаников 30,3%, глин 5,8%) мощностью 4,05 м состоит из 3 циклитов мощностью 1,06, 0,94 и 2,05 м. Циклиты имеют двух- и трехчленное строение. Нижние элементы циклитов представлены песчаными и алевролитопесчаными отложениями, горизонтальнослоистыми, иногда косослоистыми, линзовидными, частично биотурбированными. Отложения нижних элементов циклитов сформировались на границе русла и поймы, в прирусловой части поймы. Верхние элементы циклитов состоят из пойменных биотурбированных алевролитовых, глинисто-алевролитовых, глинистых и углисто-глинистых отложений с прослоями углей с горизонтально-линзовидной слоистостью. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках;

2) глинисто-алевролитопесчаная циклопачка II (содержание песчаников 75,8%, алевролитов 20,6%, глин 3,6%) мощностью 6,2 м состоит из 9 циклитов мощностью 0,25–1,26 м. Циклиты имеют двухчленное строение. Нижние элементы циклитов состоят из аллювиальных косослоистых, линзовидных песчаных и алевролитопесчаных отложений, в которых встречаются остатки корней растений. Верхние элементы циклитов состоят из пойменных горизонтально слоистых биотурбированных глинисто-алевролитовых и глинистых отложений;

3) углисто-глинисто-алевролитопесчаная циклопачка III (содержание песчаников 41,9%, алевролитов 38,3%, глин 19,8%) мощностью 12,55 м состоит из 9 циклитов мощностью 0,48–2,79 м. Циклиты имеют двух- и трехчленное строение. Нижние элементы циклитов представлены песчаными, реже алевролитопесчаными отложениями, горизонтально и волнистослоистыми, реже косо- и линзовидно-слоистыми, которые сформировались в условиях прирусловой части поймы и русловой отмели. В нижних элементах циклитов встречаются остатки корней растений. Верхние элементы циклитов состоят из пойменных

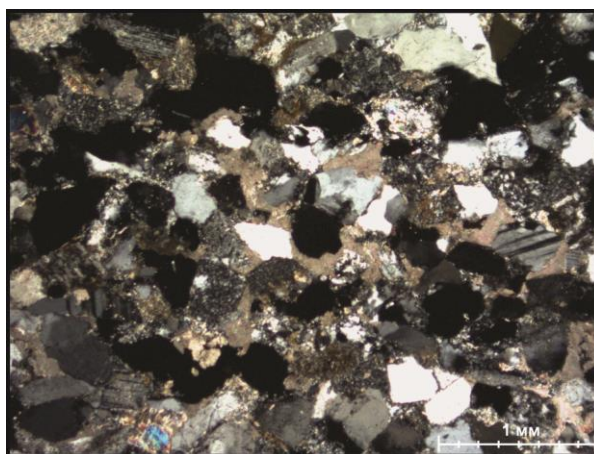


Фото 3.3. Скважина Тазовская 83, интервал 3924,3–3955,6 м. Шлиф 20. Возраст J2bt. Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый (55-60%), ПШ 10-15%, обломки пород 25-35%. Цемент глинистый поровый (5-10%). + ник., ув. 4

биотурбированных горизонтально- и линзовиднослоистых алевролитовых, глинисто-алевролитовых, глинистых отложений с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления;

4) алевролитопесчаная циклопачка IV (содержание песчаников 87,1%, алевролитов 12,9%) мощностью 10 м состоит из 4 циклитов мощностью 5,32; 0,62; 2,77 и 1,33 м. Циклиты имеют двух- и трехчленное строение. Нижние элементы циклитов представлены косослоистыми, реже горизонтально и волнистослоистыми песчаниками, которые сформировались в условиях прирусловой отмели. Тектурные элементы пород нередко нарушены корнями растений. Верхние элементы циклитов состоят из пойменных горизонтальнослоистых песчано-алевролитовых, алевролитовых отложений;

5) глинисто-алевролитопесчаная циклопачка V (содержание песчаников 50,8%, алевролитов 41,3%, глини 7,9%) мощностью 7,14 м состоит из 9 циклитов мощностью 0,36–1,35 м. Циклиты имеют двух- и трехчленное строение. Нижние элементы циклитов состоят из алевролитопесчаных и песчаных отложений с косолинзовидной, реже горизонтально-волнистой текстурами, нередко нарушенных корнями растений и биотурбацией. Эти отложения сформировались в условиях русловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями;

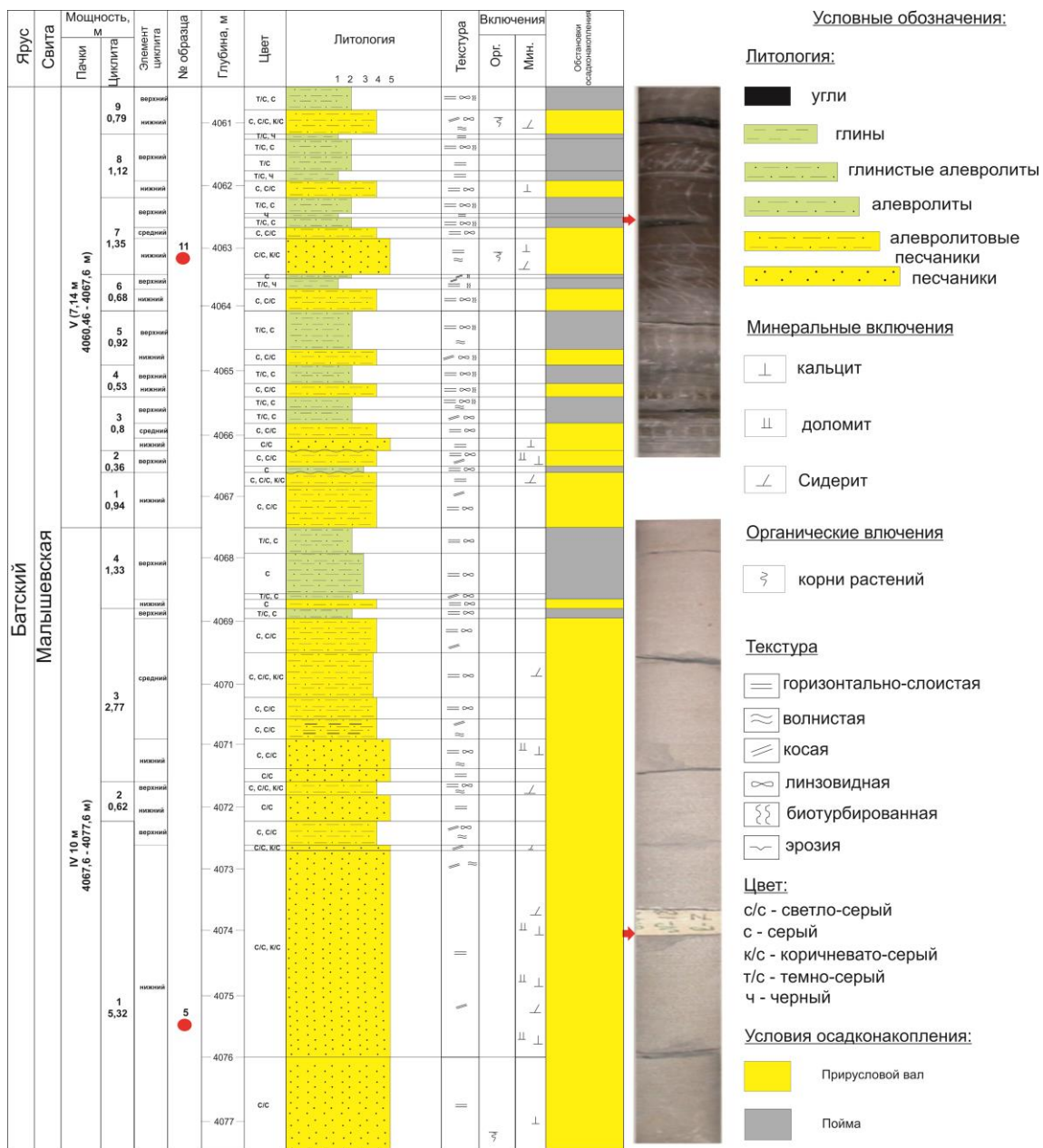


Рис. 3.18. Строение циклопачки IV интервала 4052,3–4100,4 м среднеюрских верхнебаюйс-батских отложений скважины Газовская 83

б) алевролито-песчаная циклопачка VI (содержание песчаников 75,7%, алевролитов 24,3%) мощностью 8,11 м состоит из 5 циклитов мощностью 0,623,6 м. Циклиты имеют двух- и трехчленное строение. Нижние элементы циклитов состоят из аллювиальных косослоистых и косолинзовидных песчаных и алевролито-песчаных отложений, нередко содержащих остатки корневых систем растений. Они сформировались в условиях зарастающих русловых

отмелей. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотрубированными горизонтальнослоистыми глинисто-алевролитовыми отложениями.

Песчаники и алевролитовые песчаники интервала 4052,3–4100,4 м светло-серые, мелкозернистые, косослоистые, углистые. Содержание кварца составляет 65-70%, ПШ 5%, обломков пород 25-30%. Окатанность угловатая. Сортировка средняя, хорошая. Цемент глинистый поровый. Повсеместно присутствует кварцевый регенерационный цемент. Содержание цемента составляет 10%. Песчаники относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (фото 3.5).

Керновый материал скважины Песцовая 212 был изучен по интервалам: 4036,6-4050 м мощностью 13,4 м, 3984,4-3995 м мощностью 10,6 м и 3917-3957,4 м мощностью 40,4 м.

В составе первого интервала (4036,6-4050 м) выделяется снизу-вверх по разрезу две циклопачки (рис. 3.19):

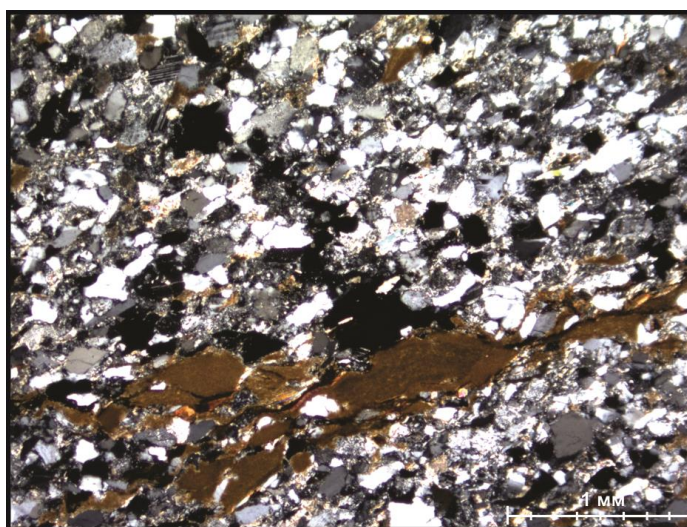


Фото 3.5. Скважина Тазовская 83, интервал 4052,3–4100,4 м. Шлиф 5. Возраст J2bt. Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый (65-70%), ПШ 5%, обломки пород 25-30%. +
ник., ув. 4

1) Углисто-глинисто-алевролитово-песчаная циклопачка I (содержание песчаников 47,2%, алевролитов 43,4%, глин 9,4%) мощностью 7,4 м состоит из 12 циклитов мощностью 0,3–1,4 м. Циклиты имеют двухчленное строение. Нижние элементы циклитов состоят из алевролитово-песчаных и песчаных отложений с косолинзовидной, реже горизонтально-волнистой текстурами, нередко нарушенными биотурбацией и корнями растений. Эти отложения сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов

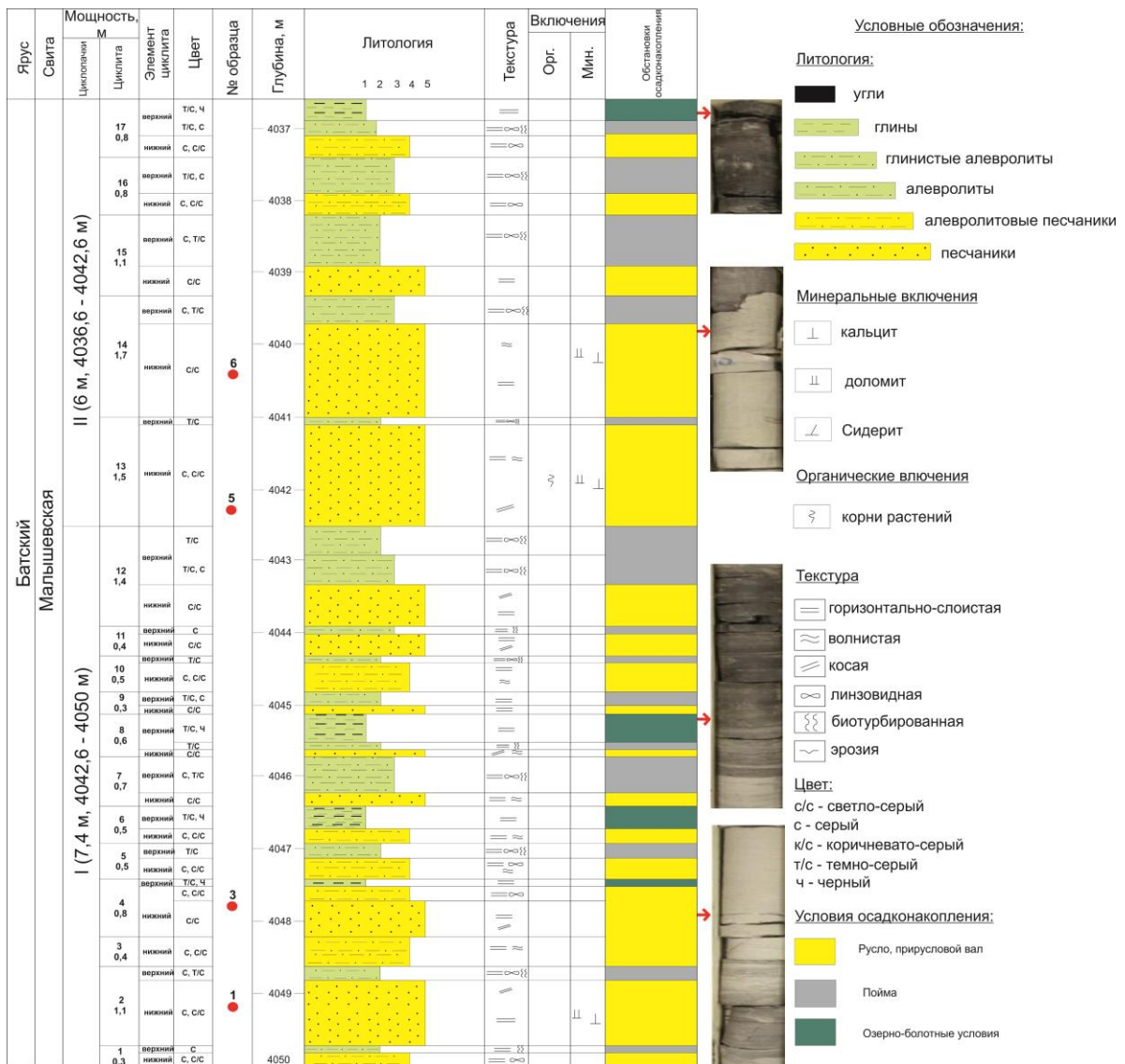


Рис. 3.19. Строение среднеюрских верхнебайос-батских отложений скважины Песцовая 212 (интервал 4036,6-4050 м)

представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления.

Песчаники интервала 3984,4-3995 м светло-серые, мелкозернистые. Содержание кварца составляет 60-65%, ПШ 10%, обломков пород 25-30%. Окатанность угловатая, плохая. Сортировка средняя. Цемент глинистый поровый. Повсеместно развит кварцевый регенерационный цемент. Содержание цемента составляет 5-10%. Песчаники по составу относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам.

2) Углисто-глинисто-алевролитопесчаная циклопачка II (содержание песчаников 61,6%, алевролитов 31,8%, глин 6,6%) мощностью 6 м состоит из 5 циклитов мощностью 0,8–1,7 м. Циклиты имеют двухчленное строение. Нижние элементы циклитов состоят из алевролитопесчаных и песчаных отложений с горизонтально-волнистой и косослоистой текстурой. Эти отложения сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления.

Песчаники интервала 4043,6-4050 м светло-серые, мелкозернистые. Содержание кварца составляет 55-65%, ПШ 5-10%, обломков пород 25-40%. Окатанность зерен угловатая. Сортировка средняя. Цемент глинистый поровый. Повсеместно встречается кварцевый регенерационный цемент. Развита вторичная карбонатизация породы. Содержание цемента составляет 5-10%. Песчаники относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (фото 3.6, 3.7).

В составе второго интервала (3984,4-3995 м) выделяется одна циклопачка (содержание песчаников 67,9%, алевролитов 27,25%, глин 4,85%) мощностью 10,3 м и состоит из 11 циклитов мощностью 0,5-2,5 м (рис 3.20). Нижние элементы циклитов состоят из алевролитопесчаных и песчаных отложений с косолинзовидной, реже горизонтально-волнистой текстурами, нередко нарушенными биотурбацией и корнями растений. Эти отложения сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления.

В составе третьего интервала (3917-3957,4 м) снизу-вверх по разрезу выделяется шесть циклопачек (рис. 3.21-3.23):

1) Углисто-глинисто-алевролитопесчаная циклопачка I (содержание песчаников 67,1%, алевролитов 26,5%, глин 6,4%) мощностью 13,4 м состоит из 10 циклитов мощностью 0,4–3,5 м. Нижние элементы циклитов представлены песчаными и алевролитопесчаными породами с косой, тонкой линзовидной слоистостью, периодически встречаются следы ряби. Нижние элементы циклитов накапливались в условиях прируслового вала и верхней части

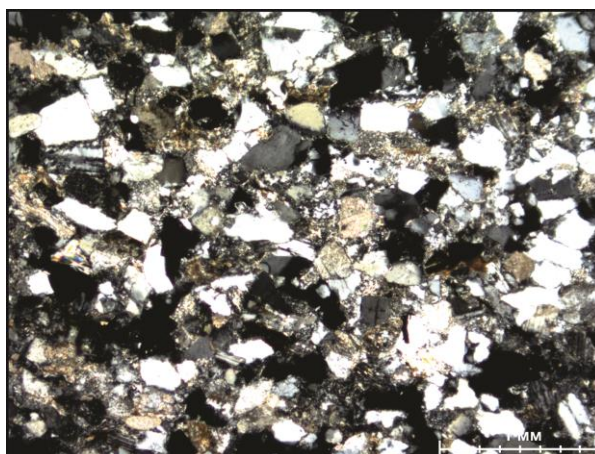


Фото 3.6. Скважина Песцовая 212, интервал 4036,6-4050 м. Шлиф 5. Возраст J2bt.
Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый (55-60%), ПШ 10%, обломки пород
30-35%. + ник., ув. 4

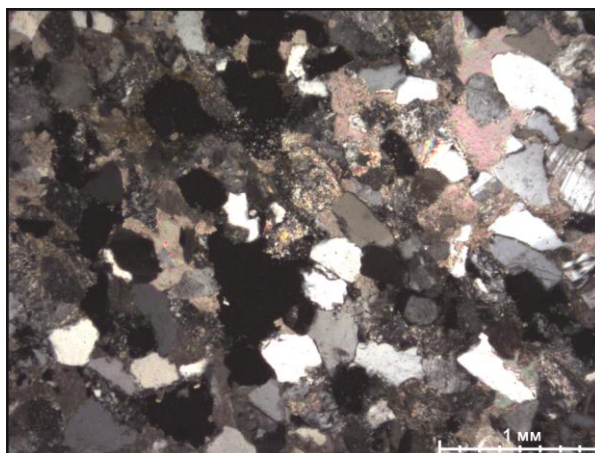


Фото 3.7. Скважина Песцовая 212, интервал 4036,6-4050 м. Шлиф 6. Возраст J2bt.
Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый (60-65%), ПШ 10%, обломки пород
25-30%. + ник., ув. 4

поймы. Верхние элементы циклитов представлены пойменными алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми, глинистыми и углисто-глинистыми элементами с прослоями углей мощностью 0,1 м. Для них характерны горизонтальная, линзовидная слоистость, а также сильная биотурбированность. Углисто-глинистые и углистые породы накапливались в озерно-болотных обстановках, а в дальнейшем перекрывались русловыми и пойменными отложениями.

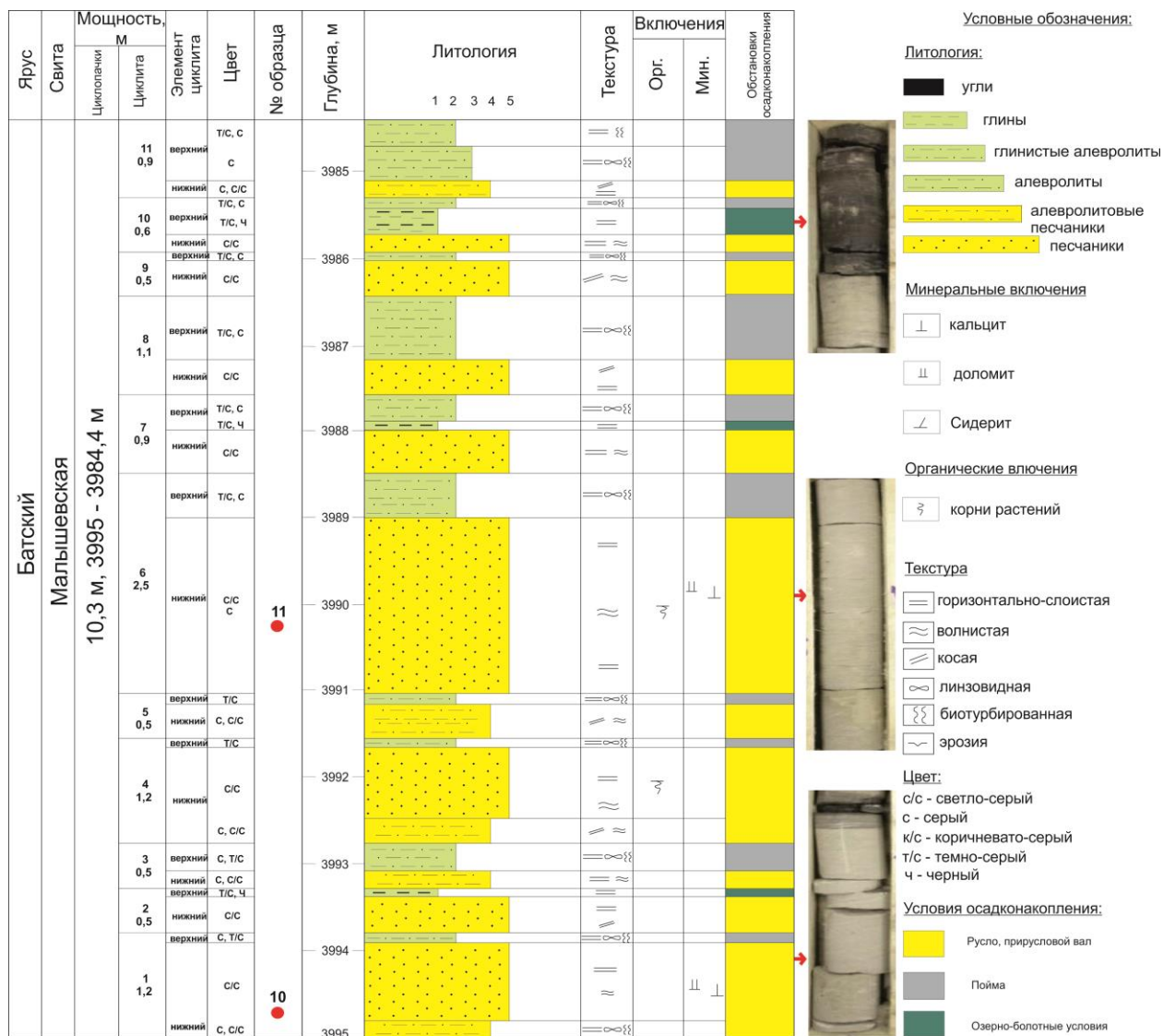


Рис. 3.20. Строение среднеюрских верхнебайос-батских отложений скважины Песцовая 212 (интервал 3984,4-3995 м)

Песчаники данной циклопачки светло-серые, мелкозернистые. Содержание кварца составляет 60-65%, ПШ 10%, обломков пород 25-30%. Окатанность угловатая. Соритровка средняя. Цемент глинистый поровый. Повсеместно развит кварцевый регенерационный цемент. Содержание цемента составляет 10-15%. Песчаники относятся к категории полевошпат-кварцевых граувакков (фото 3.8);

2) Углисто-глинисто-алевролитово-песчаная циклопачка II (содержание песчаников 48,6%, алевролитов 47,2%, глин 4,2%) мощностью 7,4 м состоит из 9 циклитов мощностью 0,3–1,5 м. Нижние элементы циклитов представлены песчаными и алевролитово-песчаными отложениями, горизонтально-слоистыми, иногда косослоистыми, линзовидными, частично

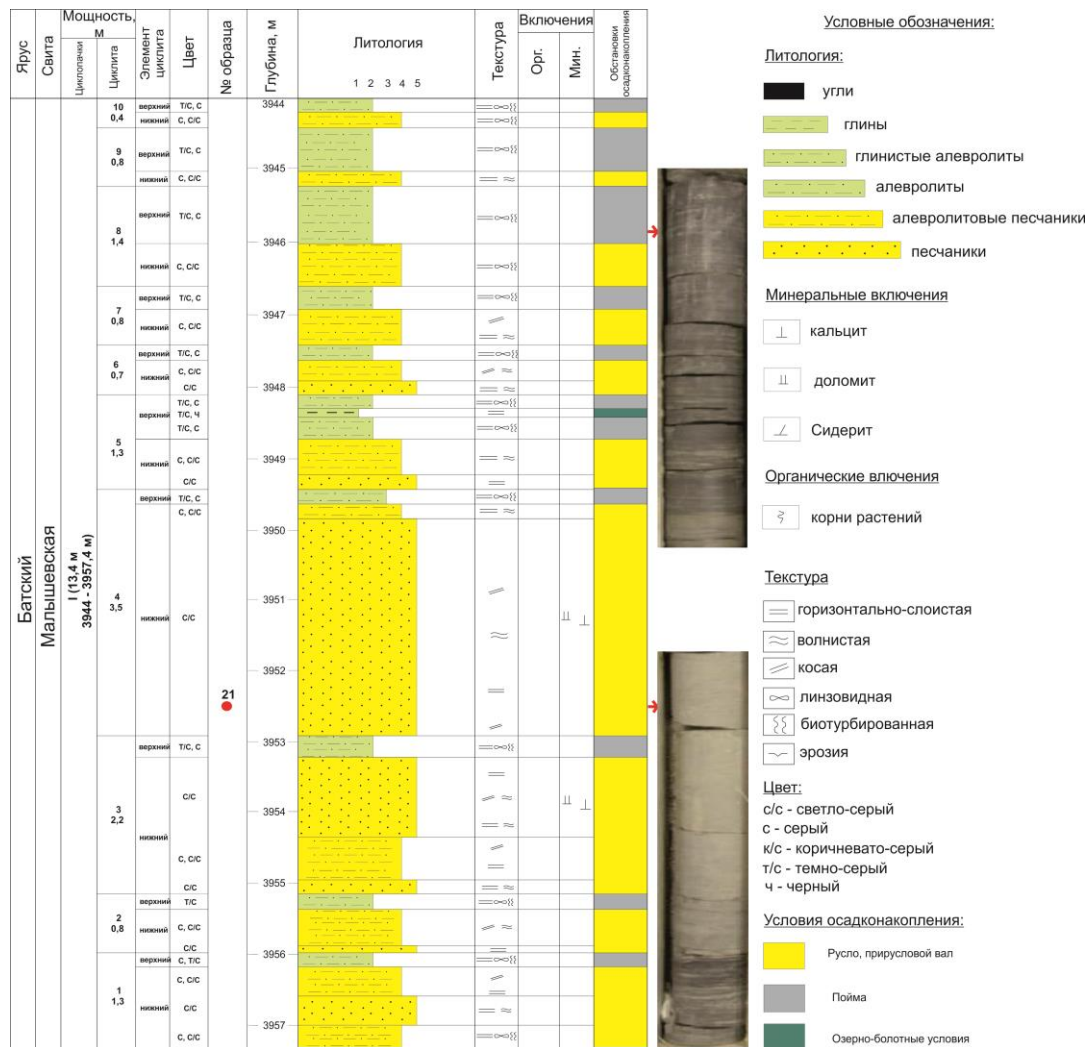


Рис. 3.21. Строение циклопачки I интервала 3944-3957,4 м среднеюрских верхнебайос-батских отложений скважины Песцовая 212

биотурбированными. Отложения нижних элементов циклитов сформировались на границе русла и поймы, в прирусловой части поймы. Верхние элементы циклитов состоят из пойменных биотурбированных алевролитовых, глинисто-алевролитовых, глинистых и углисто-глинистых отложений с прослоями углей с горизонтально-линзовидной слоистостью. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках;

3) Алевролитово-песчаная циклопачка III (содержание песчаников 82%, алевролитов 18%) мощностью 8,9 м состоит из 5 циклитов мощностью 0,5–3,3 м. Нижние элементы циклитов состоят из аллювиальных косослоистых и косолинзовидных песчаных и алевролитово-песчаных отложений, нередко содержащих остатки корневых систем растений.

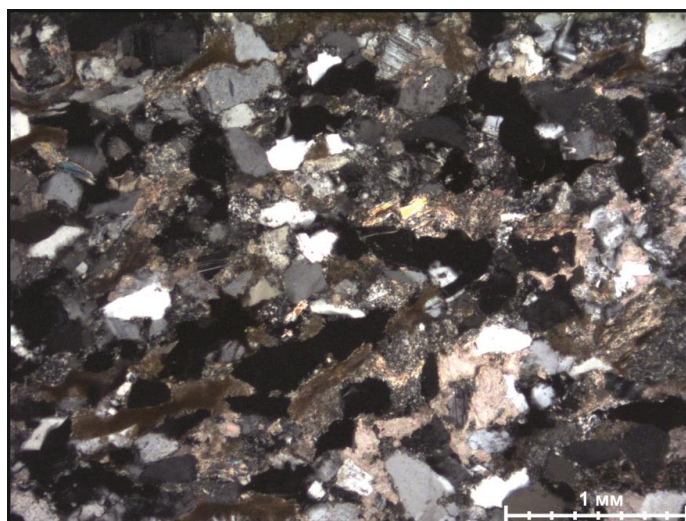


Фото 3.8. Скважина Песцовая 212, интервал 3944-3957,4 м. Шлиф 21. Возраст J2bt. Песчаник мелкозернистый. + ник., ув. 4

Они сформировались в условиях зарастающих русловых отмелей. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотрубированными горизонтальнослоистыми глинисто-алевролитовыми отложениями.

Песчаники данной циклопачки светло-серые, мелкозернистые. Содержание кварца составляет 50-65%, ПШ 10%, обломков пород 25-40%. Окатанность угловатая. Сортировка средняя. Цемент глинистый поровый. Повсеместно развит кварцевый регенерационный цемент. Содержание цемента составляет 5-10%. Песчаники относятся к категории кварцевых граувакков (фото 3.9);

4) Глинисто-алевролитопесчаная циклопачка IV (содержание песчаников 76,1%, алевролитов 19,14%, глин 4,76%) мощностью 4,2 м состоит из 3 циклитов мощностью 0,6–2,9 м. Нижние элементы циклитов представлены алевролитопесчаными и песчаными отложениями с горизонтально-волнистой и косой слоистостью, которые сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления.

5) Глинисто-алевролитопесчаная циклопачка V (содержание песчаников 56,9%, алевролитов 32,4%, глин 10,7%) мощностью 6,5 м состоит из 5 циклитов мощностью 0,5–2,2 м. Нижние элементы циклитов состоят из алевролитопесчаных и песчаных отложений с

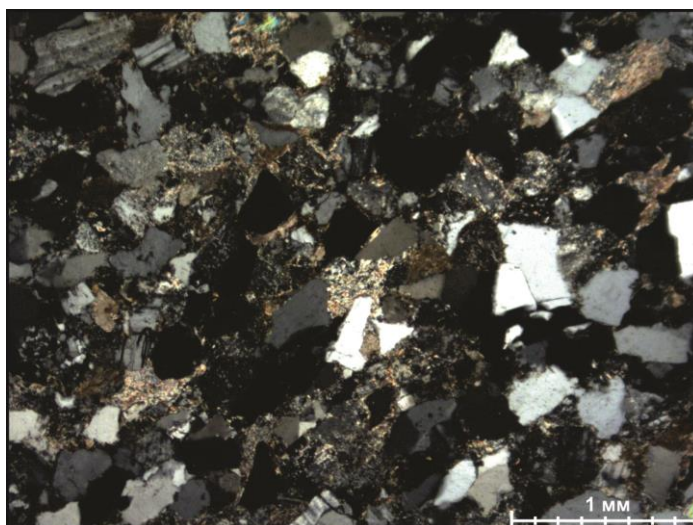


Фото 3.9. Скважина Песцовая 212, интервал 3927,7-3944 м. Шлиф 28. Возраст J2bt. Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый (65%), ПШ 10%, обломки пород 25%.. А- // ник., В- + ник., ув. 4

алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления;

б) Алевролитопесчаная циклопачка VI (содержание песчаников 50%, алевролитов 50%) мощностью 1,1 м состоит из одного циклита мощностью 1,1 м. Нижняя часть циклита представлена алевролитопесчаными отложениями с косою и горизонтальной слоистостью, которые сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхняя часть циклита отсутствует, скорее всего смыта.

Керновый материал скважины Заполярная 114 был изучен по интервалам: 3964,4-3980 м мощностью 15,6 м и 3886,1-3903,4 м мощностью 17,3 м.

В составе первого интервала (3964,4-3980 м) снизу-вверх по разрезу выделяются две циклопачки (рис. 3.24):

1) Глинисто-алевролитопесчаная циклопачка I (содержание песчаников 43%, алевролитов 41%, глин 16%) мощностью 10 м состоит из 8 циклитов мощностью 0,7-3,2 м. Нижние элементы циклитов состоят из алевролитопесчаных и песчаных отложений с косолинзовидной, реже горизонтально-волнистой текстурами, нередко нарушенными биотурбацией и корнями растений. Эти отложения сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и

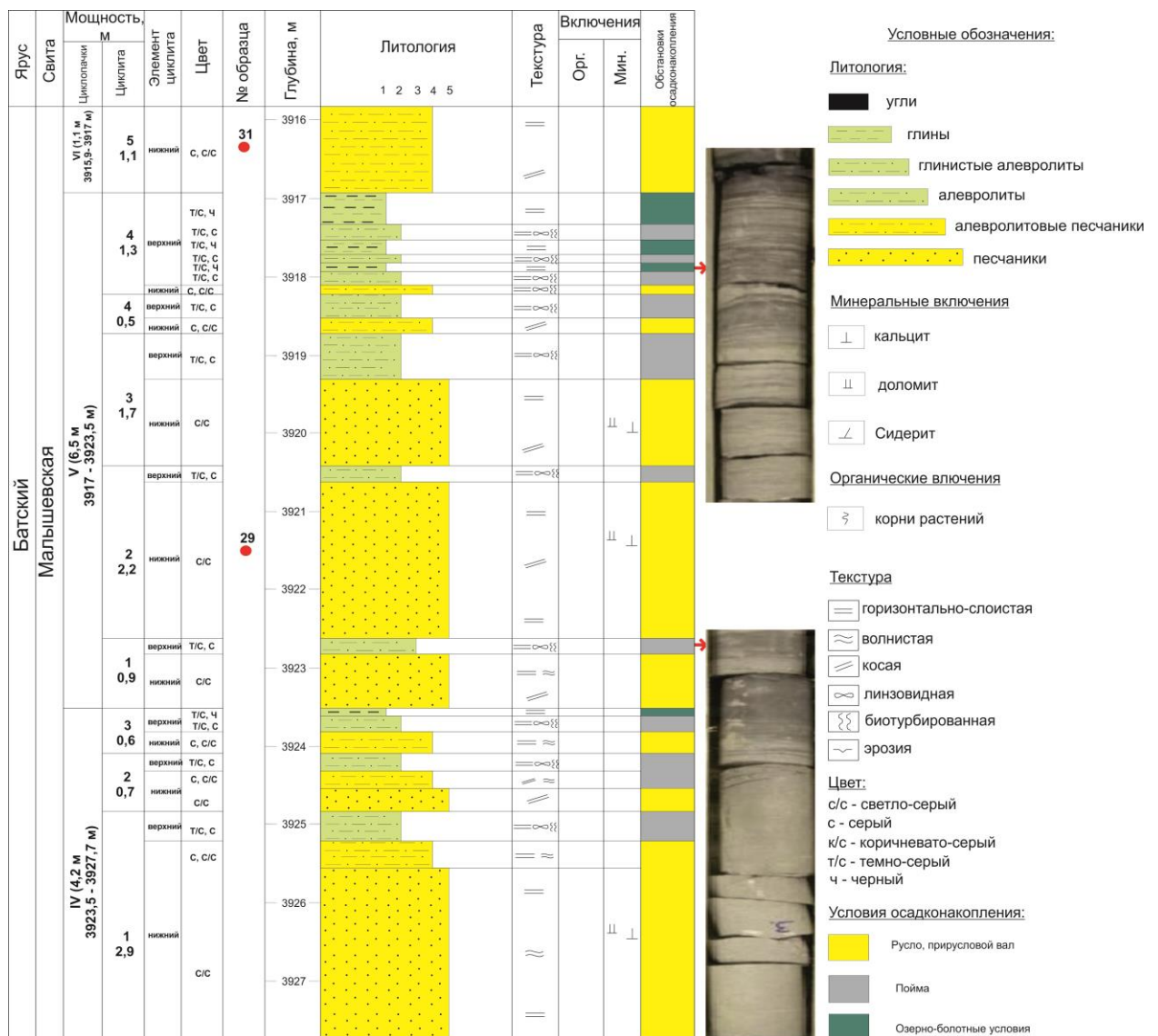


Рис. 3.23. Строение циклопачек IV-V интервала 3917-3927,7 м среднеюрских верхнебайос-батских отложений скважины Песцовая 212

глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления;

2) Глинисто-алевролитово-песчаная циклопачка II (содержание песчаников 58,9%, алевролитов 37,1%, глин 4%) мощностью 5,6 м состоит из 5 циклитов мощностью 0,6–1,9 м. Нижние элементы циклитов представлены алевролитово-песчаными и песчаными отложениями с косослоистой и линзовидной, реже горизонтально-волнистой текстурами, нередко нарушенными биотурбацией. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовидно-слоистыми алевролитовыми, глинисто-

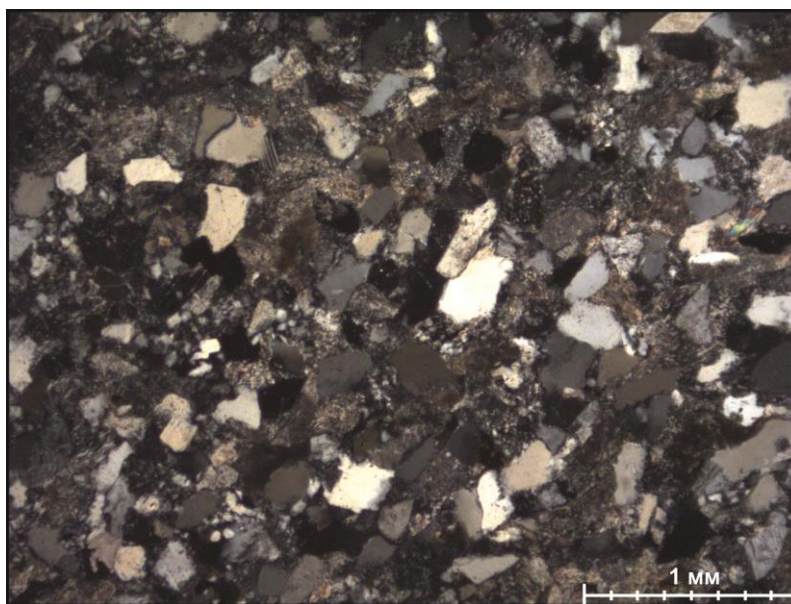


Фото 3.10. Сквжина Заполярная 114, интервал 3964,4-3980 м. Шлиф 19. Возраст J2bt. Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый (50-55%), ПШ 10-15%, обломки пород 30-40%. + ник., ув. 4

регенерационный цемент. Содержание цемента составляет 5-10%. Песчаники по составу относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (фото 3.10).

В составе второго интервала (3886,1-3903,4 м) снизу-вверх по разрезу выделяются три циклопачки:

1) Глинисто-алевролито-песчаная циклопачка I (содержание песчаников 48,7%, алевролитов 47,3%, глин 4%) мощностью 8 м состоит из 6 циклитов мощностью 0,3–1,8 м. Нижние элементы циклитов состоят из алевролито-песчаных и песчаных отложений, нередко нарушенными биотурбацией и корнями растений. Эти отложения сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления;

2) Глинисто-алевролито-песчаная циклопачка II (содержание песчаников 54,8%, алевролитов 28,6%, глин 16,6%) мощностью 3,1 м состоит из одного циклита. Нижний элемент циклита состоит из алевролито-песчаных и песчаных отложений с косослоистой и волнистой текстурой, реже горизонтально-волнистой, нарушенных корнями растений. Верхний элемент

циклита представлен пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления;

3) Глинисто-алевролито-песчаная циклопачка III (содержание песчаников 66,1%, алевролитов 27,5%, глин 6,4%) мощностью 6,2 м состоит из 6 циклитов мощностью 0,4–2,6 м. Нижние элементы циклитов состоят из алевролито-песчаных и песчаных отложений с косолинзовидной, реже горизонтально-волнистой текстурами, нередко нарушенными биотурбацией и корнями растений. Эти отложения сформировались в условиях прирусловой отмели. Верхние элементы циклитов представлены пойменными биотурбированными и горизонтально и линзовиднослоистыми алевролитовыми, глинисто-алевролитовыми и глинистыми отложениями с прослоями углей. Углисто-глинистые отложения верхних элементов циклитов накапливались в озерно-болотных обстановках осадконакопления.

Используя отбивки по многочисленным скважинам, интерпретацию региональных 2D профилей, существующие карты по всей Западной Сибири и литературные данные, на базе собственных исследований для северной части Западно-Сибирского бассейна и прилегающей части Южно-Карской впадины были построены карты распространения и мощности среднеюрских отложений, а также схема обстановок седиментации среднеюрского времени (рис. 3.25, 3.26).

В течение аален-байос-батского времени площадь морского осадконакопления постепенно расширяется, при этом дельтовая равнина в районе Уренгойского-Адерпаютинского валов перемещается на северо-запад и занимает в средней юре большую часть Тазовского полуострова, южную часть Гыданского полуострова и южные части Обской и Тазовской губ. Прибрежные и возможно аллювиально-континентальные обстановки осадконакопления перемещаются вглубь бортовых зон Западно-Сибирского бассейна, захватывая все большие территории. Увеличение площади бассейна связано с постепенным выравниванием территории и денудацией наиболее приподнятых частей. Мощность среднеюрских (без келловей) аллювиально-дельтовых отложений составляет около 700-800 м и более, и они представлены песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Основной материал, как и прежде, поступал из юго-восточной части Западной Сибири.

В Южно-Карской впадине аллювиально-дельтовая равнина смещается на юго-запад и занимает в средней юре большую ее часть. Прибрежные обстановки осадконакопления

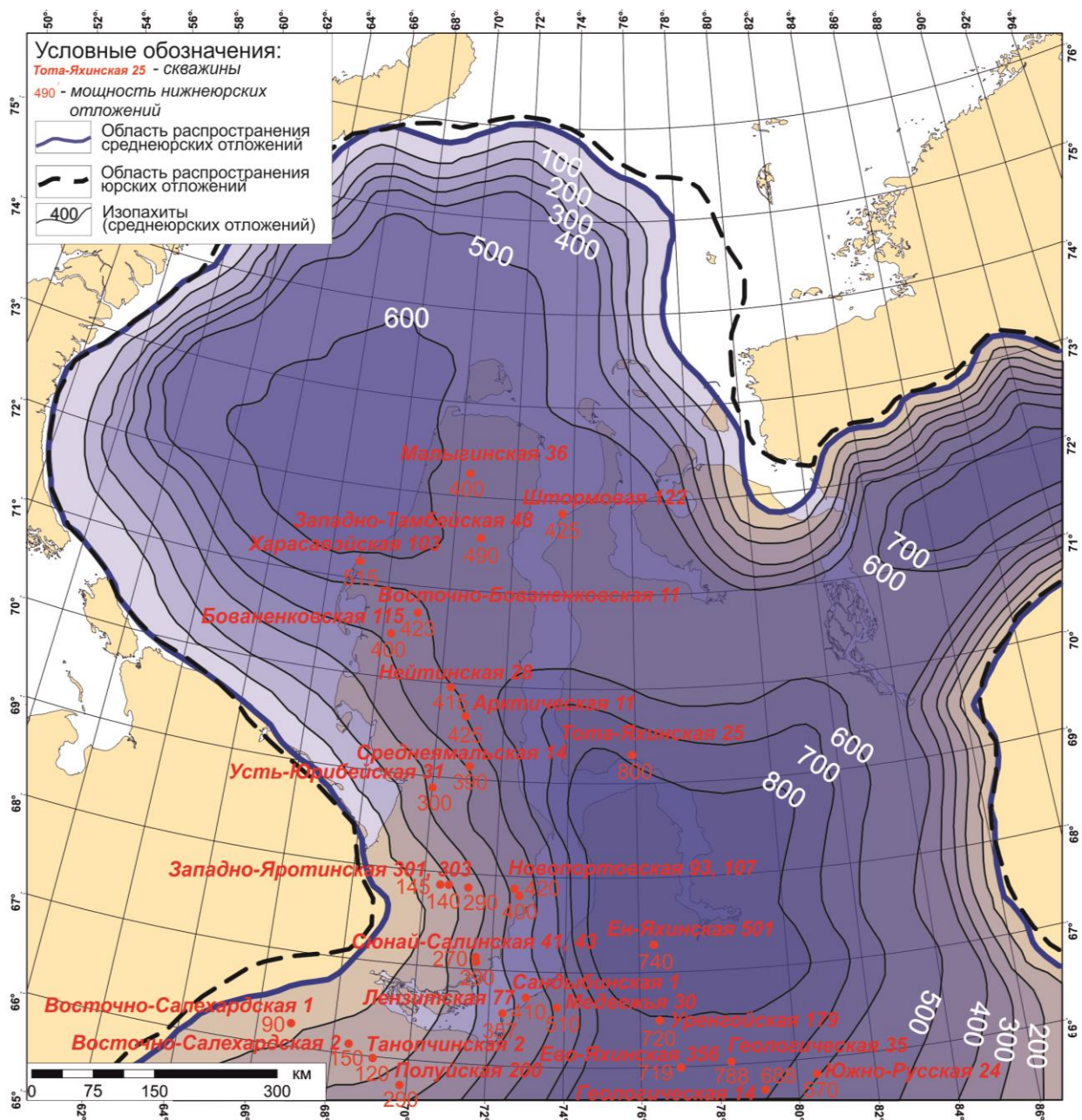


Рис. 3.25. Карта мощностей среднеюрских аален-байос-батских отложений северной части Западно-Сибирского бассейна

сохраняются в бортовых частях бассейна (Новая Земля, Пайхой, Полярный Урал, Таймыр). Мощность дельтовых отложений Южно-Карской впадины составляет 600-700 м на основе сейсмических данных. Основной материал та же, как и в раннеюрское время, поступал с северо-востока, со стороны Северо-Карского бассейна. Следы этих процессов видны на сейсмических разрезах в виде клиноформ бокового наращивания.

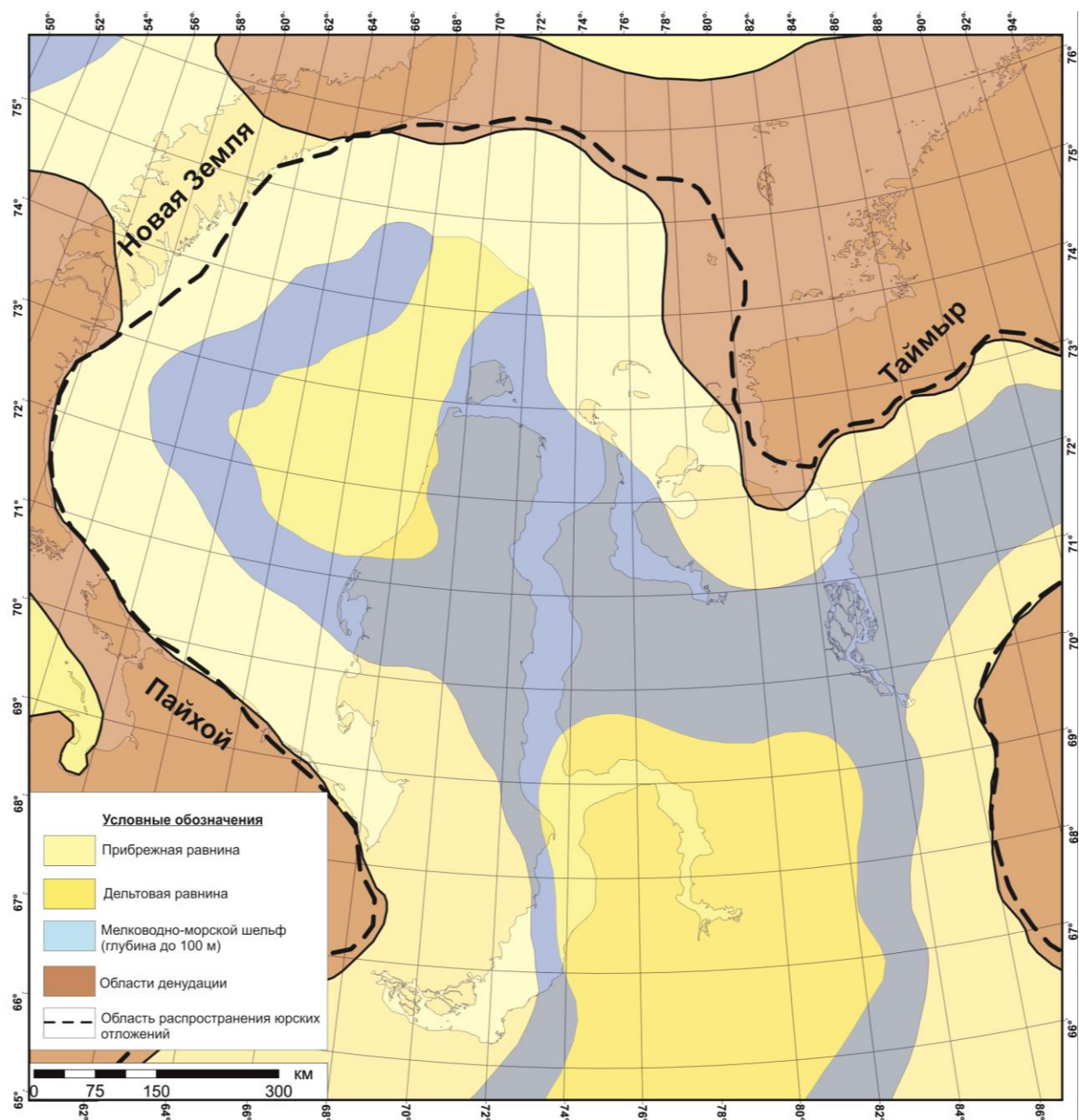


Рис. 3.26. Схема обстановок седиментации среднеюрского аален-байос-батского времени северной части Западной Сибири

Трангрессивная направленность развития морского бассейна периодически прерывалась краткими регрессиями, в результате чего наблюдаются многочисленные внутриформационные перерывы. Максимумы трансгрессии среднеюрского бассейна приходятся на ранний аален и поздний байос (лайдинская свита), во время которых на всей территории северной части Западно-Сибирского бассейна формировались преимущественно глинистые и алевролитоглинистые мелководно-морские осадки.

Позднеааленское-раннебайосское время демонстрирует обстановку, соответствующую максимуму среднеюрской регрессии. В это время накапливалась мощная угленосная толща, представленная переслаиванием песчаников, алевролитов и глин вымской свиты.

В позднебайосское и батское время после кратковременной регрессии в среднем байосе (леонтьевская свита) наступила следующая фаза регрессии морского бассейна, в результате которой накопилась песчаники малышевской свиты, которые являются главными региональными юрскими коллекторами в северной части Западно-Сибирского бассейна.

3.3. Келловей-нижнеюрские циклиты

Келловей-верхнеюрские отложения представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин келловей-титонского ярусов. По характеру переслаивания в разрезе можно выделить два трансгрессивно-регрессивных циклита, каждый из которых начинается глинистой пачкой, которая соответствует поверхности максимального затопления в соответствующий период времени и заканчивается регрессивной преимущественно песчаной пачкой (рис. 3.26). Отложения келловей-верхнеюрских циклитов на всей изучаемой территории и представлены преимущественно прибрежно- и мелководно-морскими фациями.

Келловей-оксфорд-киммериджский циклит. Отложения келловей-оксфорд-киммериджского циклита развиты повсеместно в пределах изучаемого региона. Мощности цикла по скважинным данным составляют от 50 м (Уренгойская площадь) до 100-120 м (Тота-Яхинская и Малыгинская площади). Отложения циклита представлены преимущественно алевролитоглинистыми и глинистыми породами.

В основании циклита регионально прослеживается тонкая пачка морских глин, которая соответствует поверхности максимального затопления, мощностью около 10 м. Она связана с началом региональной морской трансгрессии в начале келловей. В это время образовались застойные условия осадконакопления с обогащенными органическим веществом осадками, которые представлены тонкоотмученными илами с разнообразной морской фауной – двустворками, фораминиферами, головоногими и брюхоногими моллюсками. С данной трансгрессивной поверхностью ассоциируется отражающий горизонт T1, разделяющий средне- и келловей-верхнеюрские сейсмостратиграфические подкомплексы. Вверх по разрезу выделяется регрессивный фациальный ряд высокого стояния уровня моря, представленный преимущественно глинистыми породами. Однако в

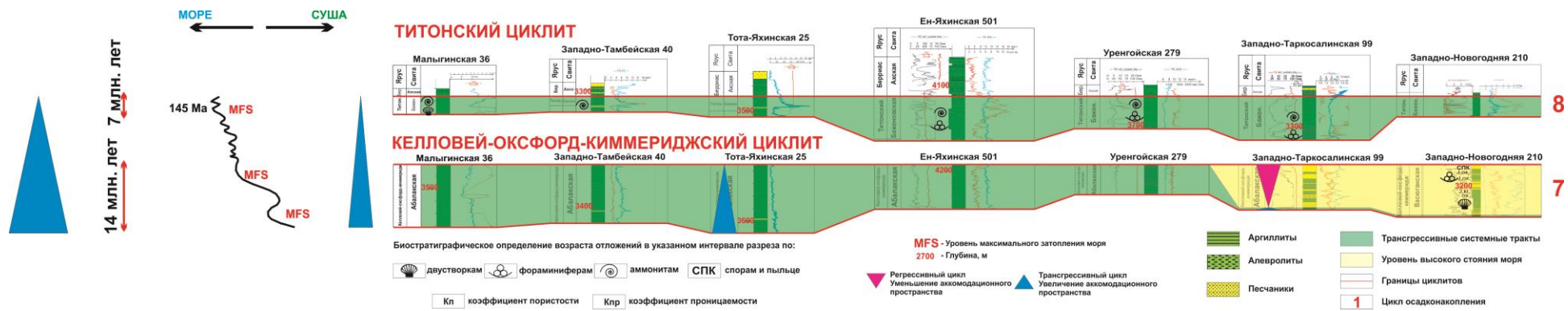


Рис. 3.26. Строение келловей-верхнеюрских циклитов северной части Западной Сибири

скважинах Западно-Новогодняя 210 и Западно-Таркосалинская 99 регрессивная часть циклита представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и глин мощностью до 60 м. Песчаники буровато- и зеленовато-серого цвета, часто интенсивно биотурбированные, кальцитизированные, сидеритизированные, с глауконитом, рострами белемнитов, раковинами морских двустворок и многочисленными фораминиферами (Конторович и др., 2013). По характеру кривых ГК и ПС в этих скважинах можно выделить прибрежно- и мелководно-морские фации пляжей, регрессивных вдольбереговых баров и прибрежных валов, промоин разрывных течений, а также глинистые фации открытого моря (рис. 3.27, 3.28). В целом, тренд глинизации юрских отложений в северо-западном направлении сохраняется.

Титонский циклит представлен глинистой толщей глубоководно-морского генезиса. Это связано с региональной морской трансгрессией в начале титона. В это время на значительной части Западно-Сибирской плиты образовались застойные условия осадконакопления с обогащенными органическим веществом осадками.

В титонском циклите в большинстве скважин выделяется пачка черных глин, которая характеризуется резким увеличением показателей кривой гамма-каротажа. Это отложения баженовской свиты, которые представлены битумонасыщенными трещинноватыми аргиллитами. Они выделяются на всех скважинах корреляционного профиля. Мощность цикла составляет 30-50 м. В скважинах Западно-Тамбейская 40 и Тота- Яхинская 25 наряду с пачками битуминозных аргиллитов выделяется пласт глауконитовых песчаников чистых и сильно битумонасыщенных, мощностью до 5 м.

Западно-Сибирское море (в пределах развития баженовской свиты), по мнению ряда исследователей, опирающихся на сравнительную экологию современной и баженовской биоты, было глубоким (до псевдоабиссальных глубин порядка 500 м (Баженовский горизонт..., 1986). Другие специалисты приводят доказательства в пользу представлений об относительной мелководности моря баженовского времени (Полякова и др., 2002; Фомичев, 2006; и др.). Море было полносоленным и сообщалось с морями Арктики через Ямало-Гыданский и Хатангский проливы, а с морями Русской платформы – через проливы в северной половине Урала (Девятов и др., 2011). Из керна всех скважин, представленных в корреляционном профиле, были определены бентосные двустворки рода *Vuchia* (Захаров, 1981).

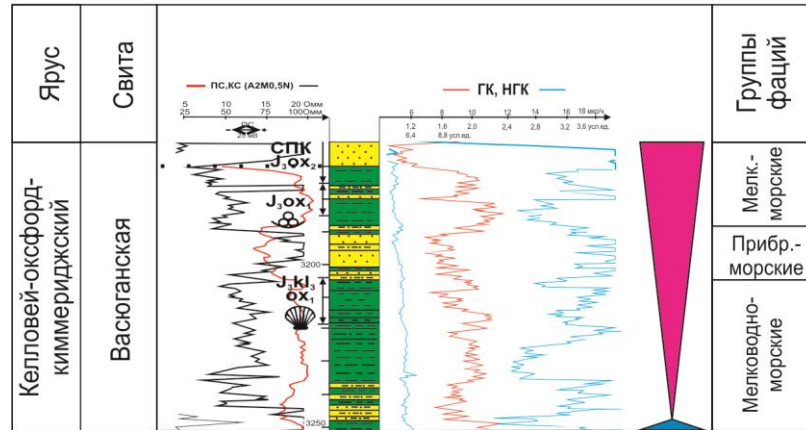
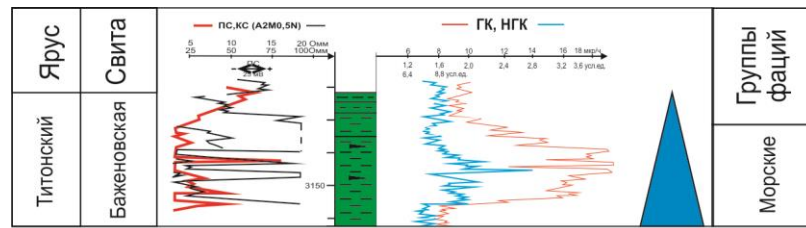


Рис. 3.27. Келловей-позднеюрские преимущественно прибрежно-морские отложения отложения скважины Западно-Новогодняя 210 (условные обозначения см. рис. 3.2)

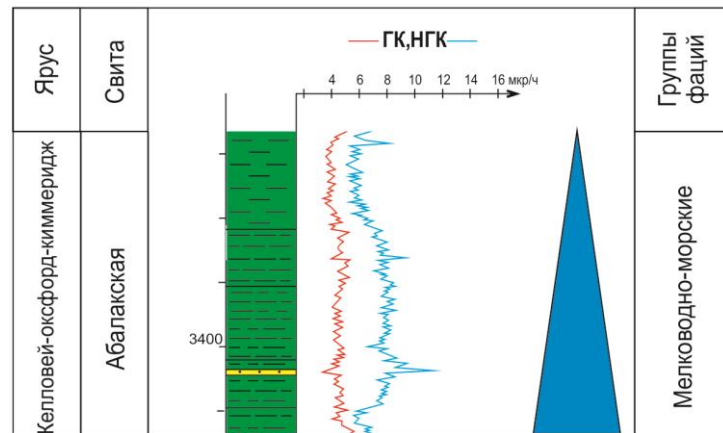
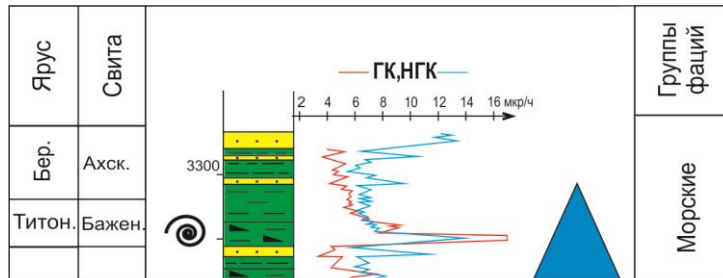


Рис. 3.28. Келловей-позднеюрские преимущественно мелководно- морские отложения Малыгинская 36 (условные обозначения см. рис. 3.2)

Используя отбивки по многочисленным скважинам, интерпретацию региональных 2D профилей, существующие карты по всей Западной Сибири и литературные данные, на базе собственных исследований для северной части Западно-Сибирского бассейна и прилегающей части Южно-Карской впадины были построены карты распространения и мощности верхнеюрских отложений, а также схема обстановок седиментации позднеюрского времени (рис. 3.29, 3.30).

В келловейское время наступила главная фаза трансгрессии моря в средней юре. В результате этого накопилась однородная регионально-выдержанная толща глин на всей территории Западно-Сибирского бассейна. В позднеюрское время морской режим осадконакопления существовал на всей площади Западно-Сибирского бассейна. В течение оксфорда-киммериджа накопилась мощная глинистая толща абалакской свиты. В некоторых районах в этой толще выделяются маломощные пласты песчаников, связанные с локальной регрессией моря в позднеюрское время. Песчаники образовались в прибрежно-морских условиях и относятся к фациям вдольбереговых валов и прибрежных баров. Дельтовая равнина смещается на юго-восток, где отложения представлены преимущественно аллювиально-дельтовыми и прибрежно-морскими фациями мощностью до 500-600 м.

В целом, позднеюрское осадконакопление характеризуется низкой скоростью и частыми перерывами, фиксируемыми в непрерывном и однородном разрезе только по палеонтологическим данным, в раннеоксфордское и раннетитонское время. В титонское время юрская трансгрессия достигла максимума, обширный морской бассейн занимал большую часть Западно-Сибирского бассейна. В его пределах отлагались преимущественно глинистые осадки баженовской свиты, содержащие большое количество органического вещества (Сорг от 4-5% до 10%). Условия осадконакопления варьировали от мелководно-морских до глубоководно-морских, с глубинами 200-300 м на значительных площадях. Низкая скорость осадконакопления и преимущественно мелкозернистый состав осадков совместно с относительно высокой биологической продуктивностью в вышележащих водных массах привели к интенсивному накоплению органического вещества в донных осадках. Мощность волжских отложений составляет около 20-30 м.

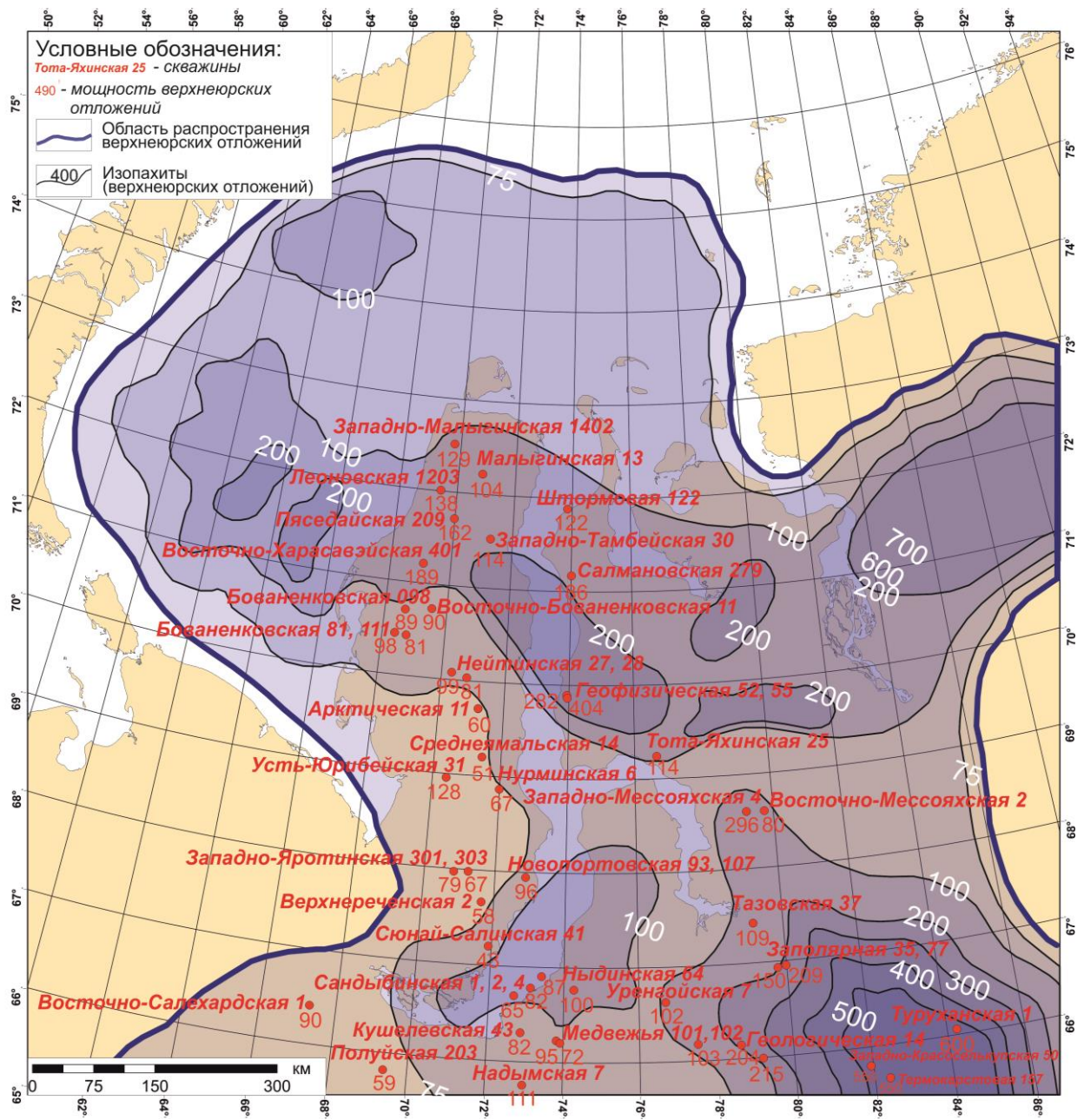


Рис. 3.29. Карта мощностей келловей-верхнеюрских отложений северной части Западно-Сибирского бассейна

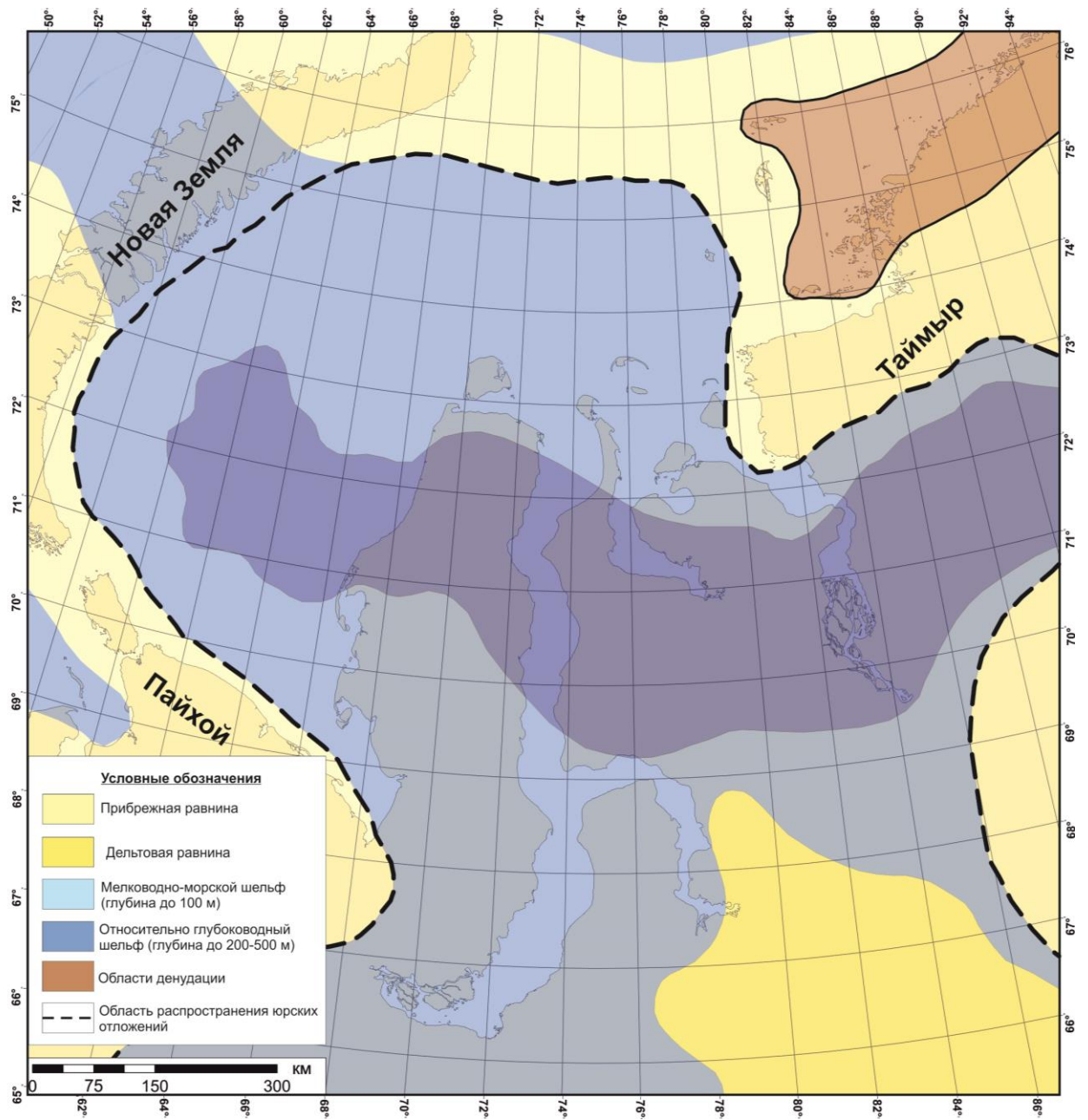


Рис. 3.30. Схема обстановок седиментации келловей-позднеюрского времени северной части Западной Сибири

Глава 4. Перспективы нефтегазоносности юрского комплекса северной части Западной Сибири

Характер строения юрского комплекса отложений и структурный план района исследований определили формирование ловушек различного типа и распределение углеводородов (УВ) по площади и разрезу. Залежи нефти и газа приурочены к алевролито-песчаным отложениям регрессивных частей выделенных циклитов аллювиально-дельтового, прибрежно- и мелководно-морского генезиса.

К регрессивным частям нижнеюрских циклитов приурочены региональные продуктивные пласты Ю₁₀₋₁₂. Их нефтегазоносность доказана на Новопортовском и Бованенковском месторождениях. В алевролито-песчаных отложениях среднеюрского аален-нижнебайосского циклита выделяются продуктивные пласты Ю₆₋₇, залежи в которых открыты на Новопортовском, Западно-Тамбейском и Бованенковском месторождениях. К песчаникам регрессивной части верхнебайос-батского циклита приурочены основные юрские проницаемые пласты Ю₂₋₄, чья нефтегазоносность на севере Западной Сибири доказана на Тазовском, Уренгойском, Юбилейном, Новопортовском, Бованенковском, Песцовом, Харасавэйском, Малоямальском, Геофизическом, Береговом, Западно-Тамбейском, Северо-Тамбейском, Лензитском, Малыгинском и Южно-Песцовом месторождениях. К алевролито-песчаным отложениям регрессивной части келловей-оксфорд-киммериджского циклита приурочена группа пластов Ю₁. Залежи в пластах группы Ю₁ открыты на Русскореченском, Мангазейском, Лимбяхском и Яровом месторождениях.

В аллювиально-дельтовых отложениях выделяются как структурные, так и литологические ловушки. Для песчаников аллювиального генезиса будут характерны литологические ловушки, связанные с фациями русловых отмелей и прирусловых валов, мощности которых могут составлять первые десятки метров. Ловушки дельтового комплекса, в первую очередь, будут приурочены к песчаным телам устьевых баров, которые обладают мощностью в десятки и первые сотни метров, высокими емкостно-фильтрационными свойствами и занимают значительные площади. Для прибрежно- и мелководно-морских преимущественно песчаных фаций пляжей, вдольбереговых баров и прибрежных валов, барьерных островов, промоин и головных частей разрывных течений будут характерны стратиграфические и литологические ловушки.

Источниками УВ для коллекторов юрского возраста могут являться собственные нефтегазоматеринские толщи (НГМТ), приуроченные к глинистым отложениям трансгрессивных поверхностей выделенных циклитов, которые накапливались в периоды затопления морским бассейном аллювиально-дельтовой равнины и установления режима

осадконакопления от приливно-отливной пойменной равнины в раннеюрское время до морского режима относительно глубоководного в позднеюрское время.

Для нижнеюрских циклитов наиболее вероятно наличие нефтегазоматеринских пород в трансгрессивных глинистых интервалах разреза китербютской свиты, которые накапливались в условиях приливно-отливной озерно-болотной поймы. **Глинистые отложения китербютской свиты** характеризуются довольно высоким (от 1 до 5 %) содержанием смешанного гумусово-сапропелевого органического вещества (III-II) типа. Как отмечают исследования, проведенные в МГУ имени М.В.Ломоносова, примесь гумусовой составляющей незначительна и она уменьшается в северном направлении от Новопортовского к Нейтинскому и Бованенковскому месторождениям. (Кирюхина, Ульянов, 2011). Катагенетическая преобразованность отложений соответствует завершающей стадии нефтеобразования или начальной стадии главной зоны газообразования (Кирюхина, Ульянов, 2011).

Для среднеюрских ааленско-нижнебайосского и верхнебайосско-батского циклитов наличие нефтегазоматеринских свит может связываться с глинистыми интервалами разреза в основании каждого из этих циклов, соответствующих **лайдинской и леонтьевской свитам**. В обеих свитах содержание смешанного сапропелево-гумусового органического вещества варьирует от 0,5 до 2,5 %. Доля сапропелевой составляющей в основании аален-байосского цикла несколько выше, по сравнению с нижнебайосско-батским циклом. Это может свидетельствовать о том, что трансгрессия морского бассейна на территории северной части Западной Сибири в ааленский век обусловила лишь существование приливно-отливной озерно-болотной равнины, в то время как морская трансгрессия в байосский век привела к установлению первого на протяжении юрского периода устойчивого мелководно-морского бассейна со значительным приносом остатков наземной растительности. Во всех образцах лайдинской свиты установлен смешанный III-II тип органического вещества, в то время как в образцах леонтьевской свиты органическое вещество тяготеет к III типу.

В средне-верхнеюрских келловей-оксфорд-киммериджском и титонском циклитах трансгрессивные серии отложений преобладают, увеличивая мощность нефтегазоматеринских толщ. В келловейском морском бассейне осадконакопления принос гумусовой органики был значительным, поэтому преобладает смешанный гумусово-сапропелевый (III-II) тип ОВ. Незначительный рост концентраций РОВ наблюдается в северо-западном направлении, в сторону акватории Карского моря (Харасавэй-Бованенковская зона), в среднем составляя от 0,35 до 1,21%. Начиная с баженовского времени установился устойчивый режим морского бассейна с

преобладанием органики сапропелевого типа. Небольшая примесь гумусовой составляющей отмечается лишь на бортах Западно-Сибирской депрессии, в образцах из скважина Бованенковского и Нейтинского месторождений, для которых также характерно и меньшее содержание органического вещества, по сравнению с центральными частями депрессии. Также как и для ниже-среднеюрских НМТ для них сохраняется тенденция увеличения зрелости в северо-западном направлении (Харасавэйское и Малыгинское месторождения) (Кирюхина, Ульянов, 2011).

Анализ условий формирования и особенностей распространения юрских отложений в пределах северной части Западной Сибири и прилегающей акватории Карского моря позволил оценить перспективы неразбуренной части юрского комплекса. Так как максимальная песчаность в юрском комплексе связана с ниже-среднеюрскими отложениями, а келловей-верхнеюрские породы представлены черными битуминозными аргиллитами, в которых практически не развиты песчаные пласты, то карта перспектив строилась преимущественно для ниже-среднеюрских отложений. Анализ мощности, условий формирования и закономерностей распространения по площади юрских отложений позволил выделить зоны, перспективные для поиска углеводородов в юрском комплексе (рис 4.1).

Высокоперспективные зоны связаны с преимущественно алевролитно-песчаными аллювиально-дельтовыми отложениями регрессивных частей юрских седиментационных циклов и в тектоническом плане расположены в пределах центральной части Западно-Сибирской депрессии. Сейсмо- и литофациальные исследования позволили выделить две крупных зоны развития палеodelьты, на суше в районе структур Уренгойского и Адерпаютинского валов и в Южно-Карской впадине. Эти зоны испытывали длительное и устойчивое погружение не только на протяжении юрского периода, но и в течение длительной истории развития региона. Средняя мощность осадочного чехла в пределах этих областей составляет от 8 до 10-12 км, в том числе до 1,5-1,6 км юрских отложений. В юрский период в этих областях шло накопление отложений в обширных аллювиально-дельтовых равнинах, вытянутых с юго-востока на северо-запад на суше и с северо-востока на юго-запад в Южно-Карской впадине. В результате были сформированы ниже-среднеюрские проницаемые пласты фаций русловых отмелей, прирусловых валов и устьевых баров. Песчаники аллювиально-дельтового генезиса относятся к группе кварцевых и полевошпат-кварцевых граувакков (рис. 4.2), характеризуются значениями K_p 8-18% и $K_{пр}$ 0,001-10 мД. Низкие значения емкостно-фильтрационных свойств коллекторов связаны с большими глубинами их залегания (3500-4000 м), где в результате процессов вторичных преобразований минералов первичная пористость практически

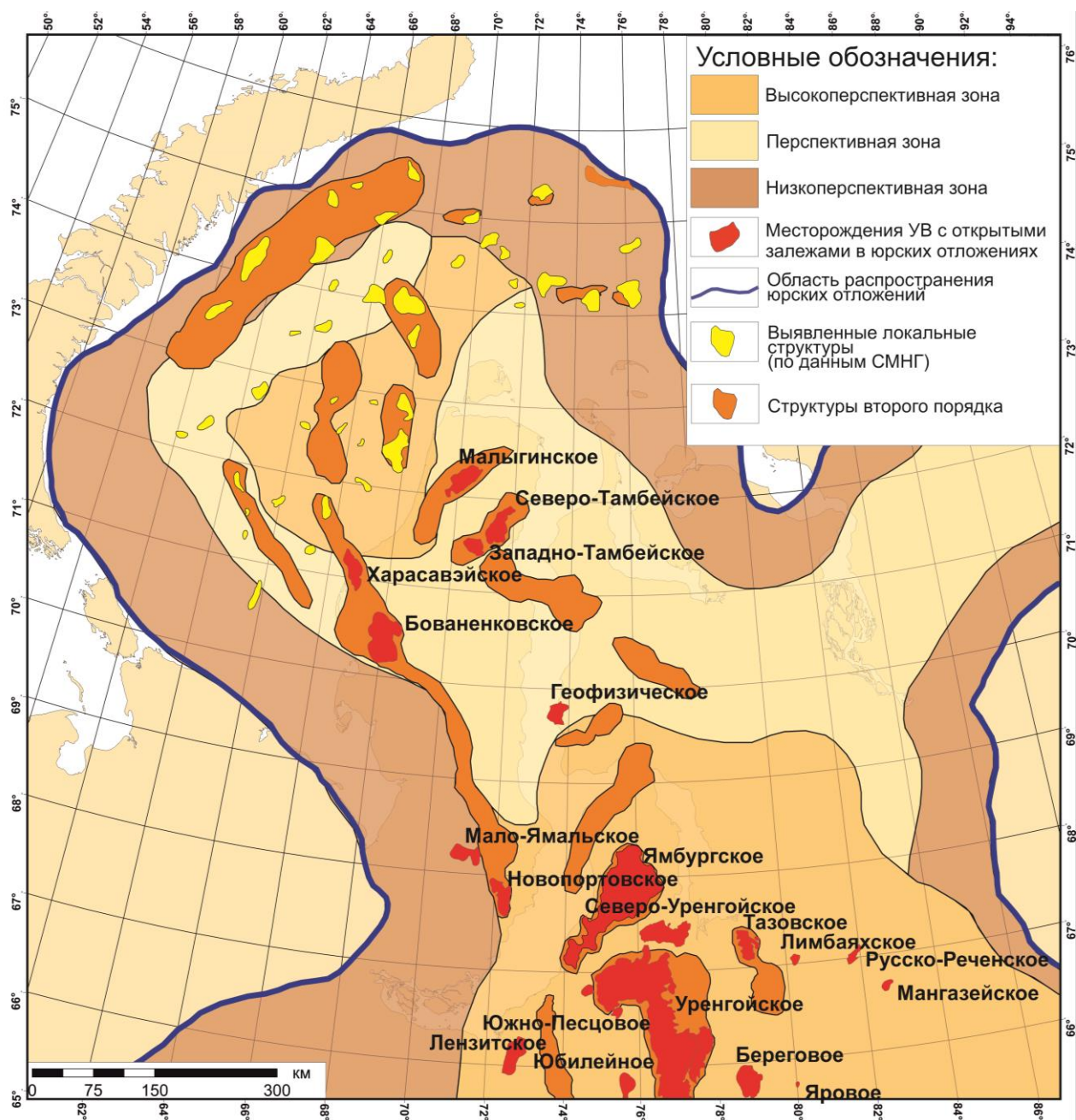


Рис.4.1. Карта перспективных областей юрских отложений северной части Западно-Сибирского бассейна

уничтожается и на первый план выходит вторичная пористость (фото 4.1). Формирование углеводородов из нефтематеринских толщ в пределах этой области и чрезвычайно сложный литологический разрез, частые смены седиментационных фаций, характерные для аллювиально-дельтовых отложений, а также низкие емкостно-фильтрационные свойства потенциальных коллекторов, могли препятствовать эффективной миграции углеводородов. При этом большие объемы углеводородов могли остаться в плотных



Рис. 4.2. Минерально-петрографический состав ниже-среднеюрских юрских пород севера Западной Сибири

коллекторах, что могло привести к образованию залежей нефти и газа не только в антиклинальных ловушках, но и в литологически ограниченных.

В пределах высокоперспективной зоны нефтегазонакопления залежи углеводородов открыты в среднеюрских аален-нижнебайосских продуктивных пластах Ю₆₋₇ на Новопортовском месторождении, верхнебайос-батских продуктивных пластах Ю₂₋₄ на Тазовском, Уренгойском, Ямбургском, Юбилейном, Песцовом, Береговом, Лензитском и Южно-Песцовом месторождениях. Залежи пластовые, сводовые, литологически и тектонически экранированные. В верхнеюрских продуктивных пластах группы Ю₁ нефтегазоносность доказана на Русскореченском, Мангазейском, Лимбяхском и Яровом месторождениях. Залежи пластовые, сводовые, иногда литологически экранированные.

Перспективная зона в отложениях юрского комплекса прогнозируется в Ямало-Гыданской седловине, Енисей-Хатангском прогибе и Южно-Карской впадине. Она приурочена к коллекторам преимущественно прибрежно- и мелководно-морского генезиса, в которых выделяются алевролитно-песчаные фации пляжей, вдольбереговых

баров и прибрежных валов, барьерных островов, промоин и головных частей разрывных течений и гребней штормовых волн. Для них характерна несколько меньшая мощность проницаемых пластов, нежели чем в аллювиально-дельтовых песчаниках. Первичная пористость и проницаемость коллекторов претерпели значительные вторичные преобразования вследствие больших глубин залегания, достигающих 3000-3500 м. В результате пористость и проницаемость прибрежно- и мелководно-морских песчаников составляет соответственно 8-18% и 0,1-10 мД.

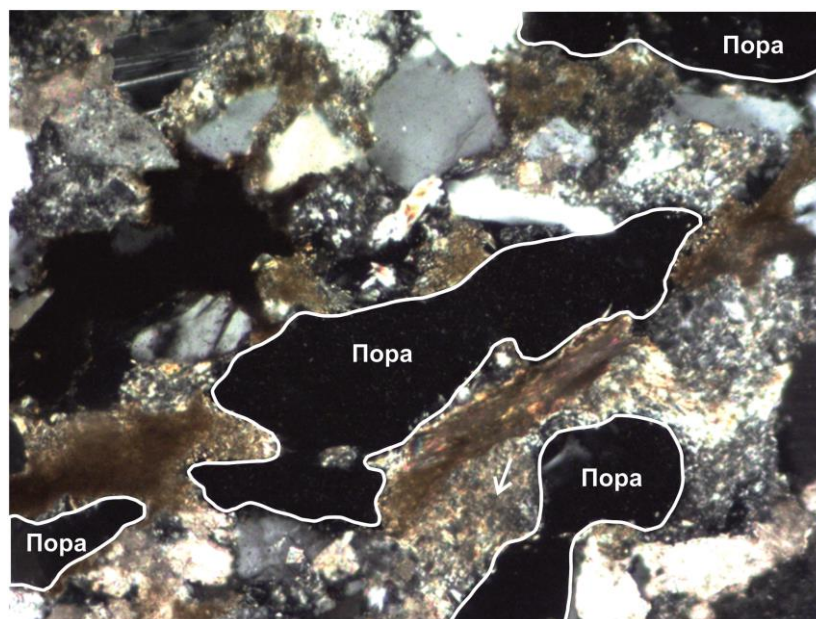


Фото 4.1. Развитие вторичной пористости в батских песчаниках скважины Песцовая 212, интервал 3951,9-3953,9 м.

В пределах перспективной зоны нефтегазонакопления залежи углеводородов открыты в среднеюрских аален-нижнебайосских продуктивных пластах Ю₆₋₇ на Бованенковском и Западно-Тамбейском месторождениях, в среднеюрских верхнебайос-батских продуктивных пластах Ю₂₋₄ на Бованенковском, Харасавэйском, Западно-Тамбейском, Северо-Тамбейском, Малыгинском и Геофизическом месторождениях. Залежи массивные, пластовые, сводовые, литологически и тектонически экранированные.

Низкоперспективные зоны располагаются в бортовых частях Западно-Сибирского бассейна. Мощность осадочного чехла в таких зонах ниже, чем в наиболее прогнутых областях центральной части Западно-Сибирской депрессии и в среднем составляет около 3-5 км. Многочисленные испытания юрских потенциальных песчаных коллекторов на Байдарацкой ступени, Южно-Ямальском и Щучьинском выступах, расположенных на Ямальском полуострове, оказались безрезультатными, большинство скважин оказалось сухими, в редких случаях был получен приток пластовой воды (рис. 4.3). В скважине

Усть-Юрибейская 31 был получен фильтрат бурового раствора с пластовой водой объемом 3,5 м³/сут в открытом стволе. В скважине Западно-Яротинская 301, при испытании келловейских песчаников притока получено не было. Из среднеюрских байосбатских отложений получен приток пластовой воды объемом 7,4 м³/сут в закрытом стволе. Скважина Сюнай-Салинская 41 дала приток фильтрата бурового раствора с пластовой водой объемом 13,1 м³/сут в открытом стволе из среднеюрских отложений. (рис. 4.4-4.6). Отсутствие залежей углеводородов в бортовых зонах Западно-Сибирского бассейна может быть связано с более глинистым разрезом юрских отложений в силу локальной эрозии песчано-алевритовой части седиментационных циклов или отсутствия их осадконакопления на бортах прогиба. Также причина может быть в отсутствии структурных ловушек, способных удерживать в себе

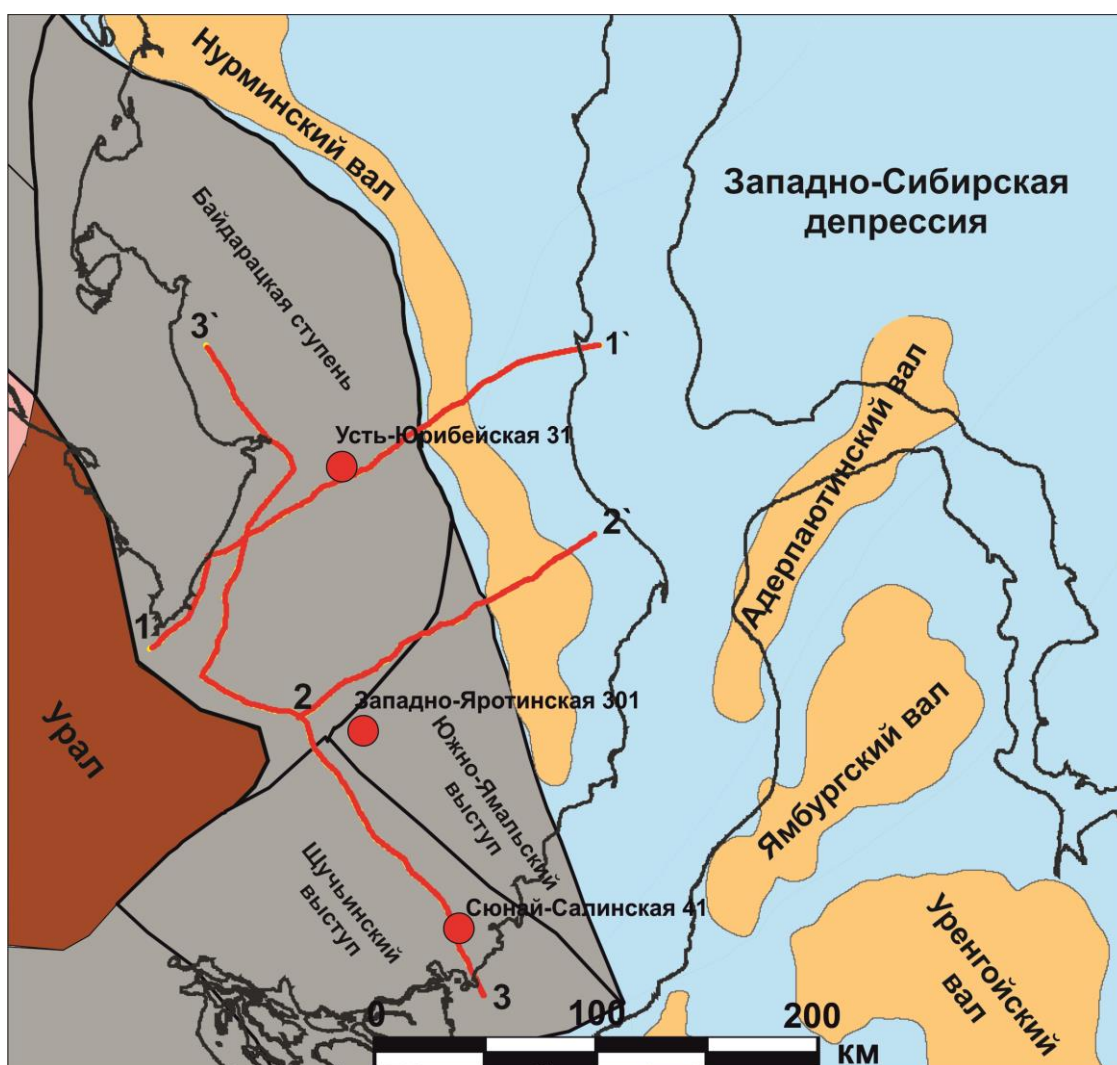


Рис. 4.3. Расположение скважин в бортовых зонах Западно-Сибирского бассейна с проведенными испытаниями юрских потенциальных коллекторов (условные обозначения см. рис. 1.5)

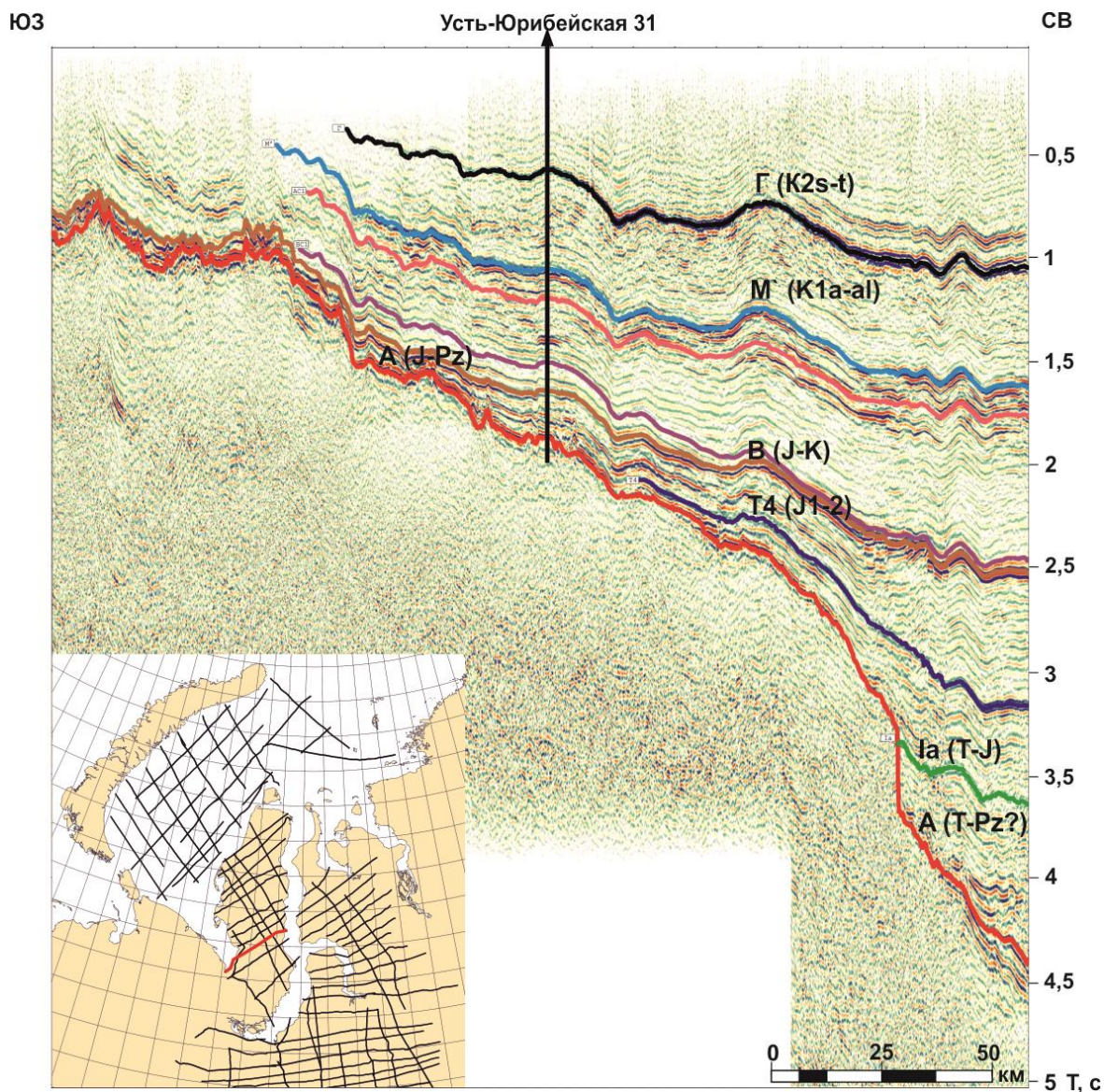


Рис. 4.4. Региональный сейсмический профиль 1-1' с расположением скважины Усть-Юрибейская 31 (интерпретация СИБНАЦ, 2006)

углеводороды в момент их возможной генерации, миграции и аккумуляции. В этих зонах основное внимание надо уделять неструктурным литологически ограниченным ловушкам на склонах моноклиналей или тектонически экранированным ловушкам на бортах прогиба.

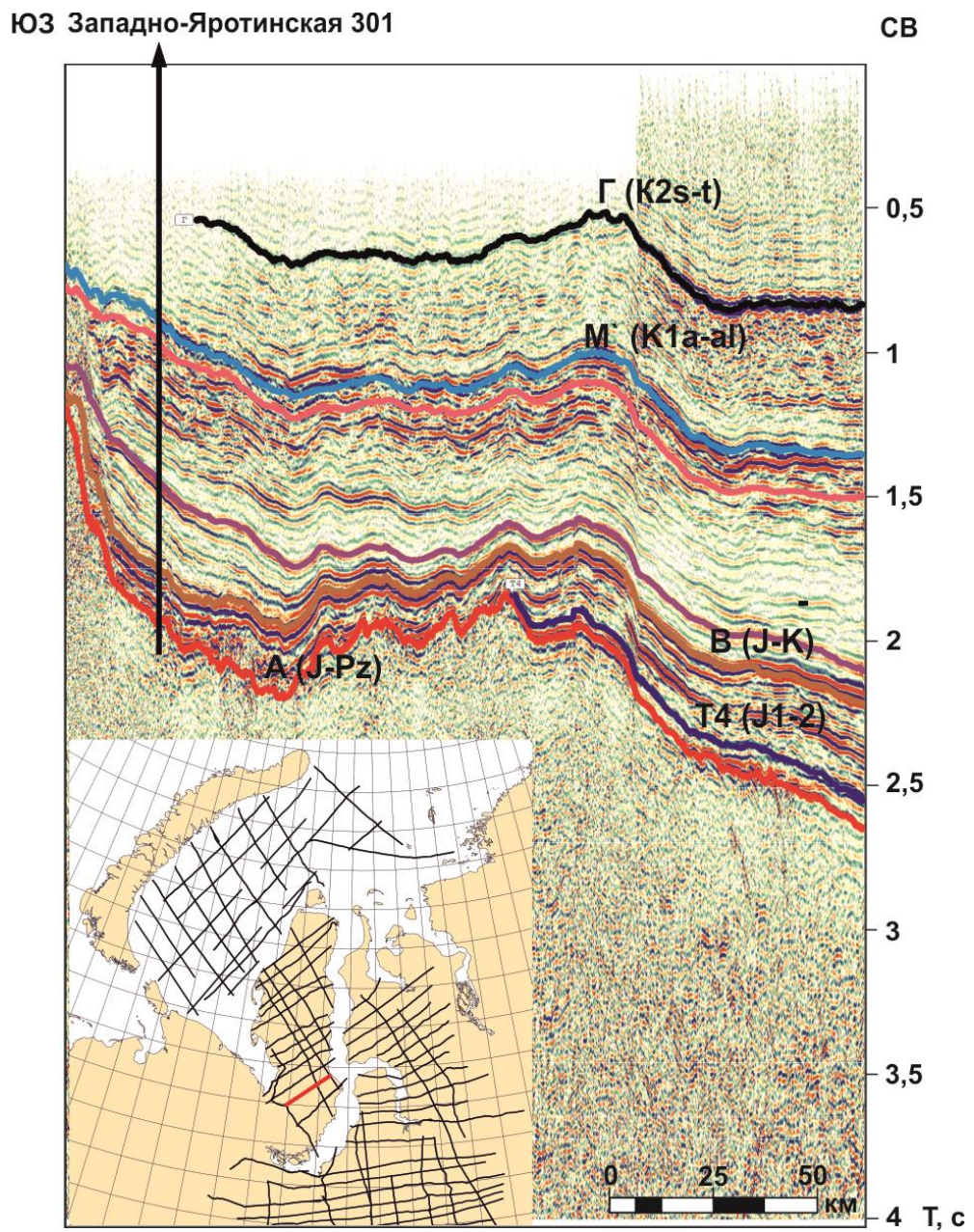


Рис. 4.5. Региональный сейсмический профиль 2-2` с расположением скважины Западно-Яротинская 31 (интерпретация СИБНАЦ, 2006)

C3

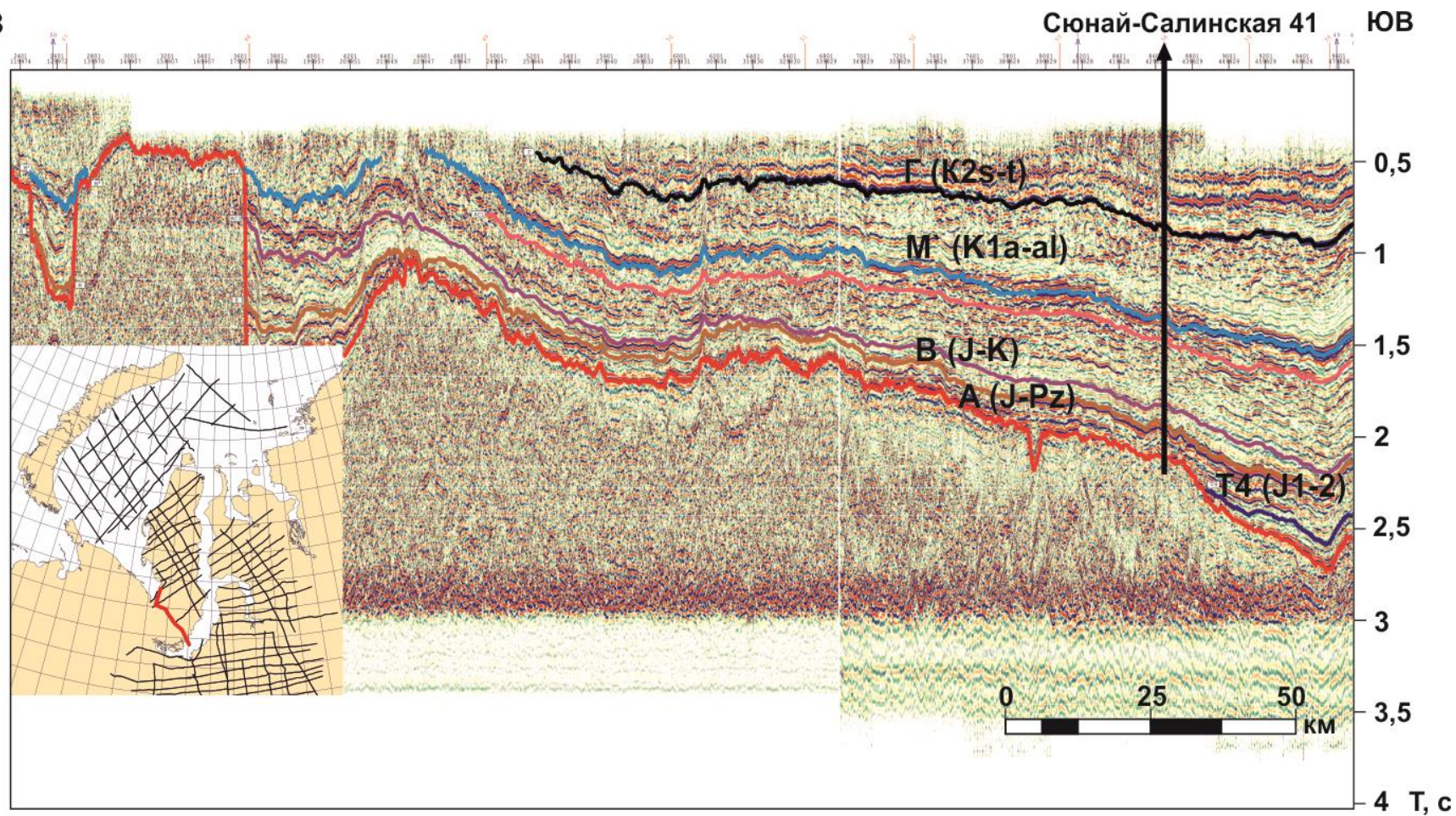


Рис. 4.6. Региональный сейсмический профиль 3-3` с расположением скважины Сюнай-Салинская 41 (интерпретация СИБНАЦ, 2006)

Заключение

Проведенный комплекс исследований условий осадконакопления и формирования резервуаров юрского возраста северной части Западной Сибири и прилегающей части Карского моря на основе сейсмического, каротажного и кернового материала позволил:

- Закартировать область распространения нижне-средне и верхнеюрских отложений на севере Западной Сибири и в акватории Южно-Карской впадины и оценить их мощность;
- Показать строение разреза в пределах различных структурно-тектонических зон, выделить интервалы благоприятные для формирования коллекторских горизонтов и региональных флюидоупоров;
- Дать прогноз зон нефтегазонакопления различной степени перспективности на поиски ловушек нефти и газа.

В результате проделанной работы были сделаны следующие выводы:

1. В северной части Западной Сибири юрский комплекс отложений имеет региональное распространение. Юрские отложения выдержаны по площади и их мощность достигает 1600 м в наиболее погруженных участках Западно-Сибирской депрессии, сокращаясь до десятков метров на ее склонах.

2. Область распространения нижнеюрских отложений, в основном, приурочена к наиболее прогнутым участкам Западно-Сибирской депрессии, унаследованным от более раннего этапа заложения впадины. Среднеюрские отложения развиты практически повсеместно, но общий тренд максимальных мощностей связан с областью формирования дельтовой равнины на месте пересечения Западно-Сибирской депрессии и Енисей-Хатангского прогиба. Аналогичное увеличение мощности отмечается и в Южно-Карской впадине, где также предполагается развитие древней палеodelьты со стороны Северо-Карского бассейна.

3. Вскрытый скважинами разрез юрских отложений на севере Западно-Сибирской депрессии представлен толщей переслаивания песчаных и алевролитово-глинистых пачек. Эти пачки формировались в условиях региональной общей трансгрессии морского бассейна на фоне которой отмечаются периоды периодического обмеления бассейна за счет большого количества поступающего осадочного материала. Периоды кратковременных трансгрессий морского бассейна, которые приводили к быстрому затоплению бассейна осадконакопления, происходили на рубеже тоарского и ааленского веков и конце батского – начале келловейского веков, когда были сформированы

регионально выдержанные глинистые толщи. Глинистые толщи на большей части территории исследования несогласно перекрывают алевро-песчаные пачки нижележащих слоев и выполняют роль как нефтегазоматеринской толщи для вышележащих толщ, так и регионального флюидоупора для подстилающих резервуаров.

4. Последовательная смена обстановок седиментации от аллювиально-дельтовых до мелководно-морских выразилась в цикличности строения разреза и чередовании коллекторов различного генезиса и регионально выдержанных флюидоупоров, качество которых изменяется по площади и с глубиной. Всего в юрском разрезе выделено восемь циклитов, содержащих как резервуары, так и флюидоупоры.

5. Анализ мощности, условий формирования и закономерностей распространения по площади юрских отложений позволил выделить зоны, перспективные для поиска углеводородов в юрском комплексе. Высокими перспективами обладают зоны развития аллювиально-дельтовых отложений в районе структур Уренгойского и Адерпаютинского валов и в Южно-Карской впадине, где следует ожидать структурные и литологические залежи углеводородов. Перспективны зоны развития прибрежно- и мелководно-морских отложений севера Западно-Сибирской депрессии, однако мощность песчаных интервалов разреза в этих зонах сокращается по сравнению с областью развития аллювиально-дельтовых отложений. В бортовых частях Западно-Сибирской депрессии, где резервуары юрского возраста часто отсутствуют в силу локальной эрозии песчано-алевритовой верхней части седиментационных циклитов, выделяются низкоперспективные зоны на поиски углеводородов в юрском комплексе.

Список литературы

1. Алексин Г.А., Дурдиев З.Ж., Ростовцев В.Н. Перспективы поисков нефти и газа в юрских отложениях полуостровов Ямал и Гыдан // Геология нефти и газа, 1983, № 2, с. 1-6.
2. Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчикова А.М. Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазонакопления на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2008. - № 4.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды / Ред. А.П. Виноградов. М., Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, 1968, 71 л.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины м-ба 1:5 000 000 / Ред. И.И. Нестеров. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1976, 24 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 93).
5. Байбородских Н.Н., Бро Е.Г., Гудкова С.А. и др. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962-1967 годах. Ученые записки. Региональная геология.- Л.: НИИГА. Вып. №12, 1968. С. 5-24.
6. Басов В.А. О составе фораминифер в волжских и берриасских отложениях севера Сибири и Арктических островов // Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1968. С. 108-141.
7. Барабошкин Е.Ю. Практическая седиментология. Терригенные резервуары. Пособие по работе с керном. – Тверь, ООО «Издательство ГЕРС», 2011. – 152 с.
8. Богданов Н.А., Хаин В.Е. (ред.) Объяснительная записка к Международной Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России (Масштаб 1:2500000), Москва: ИЛОВМ РАН. 1996, 94 р.
9. Богущ О.И., Иванова Р.М., Лучинина В.А. Известковые водоросли верхнего девона – нижнего карбона Сибири и Урала. Новосибирск: Наука, 1989. 162 с.
10. Ботвинкина Л.Н. Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал, ун-та, 1991. - 336 с.
11. Бочкарев В.С., Боярских Г.К., Нестеров И.И. Тектоническое строение Западно-Сибирской равнины // Тр. ВНИГНИ, вып. 218. -М.: Недра, 1980, -с. 133-157
12. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дешеня Н.П. и др. Основные проблемы стратиграфии мезозойских нефтегазоносных отложений Западной Сибири. // Геология нефти и газа. М.: 2000. № 1. С. 2-13.

13. Бладучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булыникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Ред. В.С. Вышемирский. Новосибирск, Наука, 1986, 217 с.
14. Бладучан Ю.Н., Ясович Г.С. Даниловская свита. Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири. Тюмень: изд-во ЗапСибНИГНИ, 1984, С.31-39.
15. Булыникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неоконских отложений Западно-Сибирской плиты / Под ред. А.В. Гольберта, А.Э. Конторовича. М., Недра, 1978, 87 с. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 248.)
16. Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. //Избранные труды. М.: Наука, 1986. 336 с.
17. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Литология и нефтегазоносность. М., 1990.
18. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т.2.
19. Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3–7.
20. Веренинова Т.А. Строение юрского нефтегазоносного комплекса и особенности распределения в нем залежей углеводородов. //Основные проблемы нефтегазоносности Западной Сибири. Л.: 1984. С.75-84.
21. Веренинова Т.А., Яковлева С.П. О распространении морских нижнеюрских отложений на севере Западной Сибири // ДАН СССР, 1982. Т.267, № 5. С. 1174-1177.
22. Геологический словарь: в 2-х томах/ Х. А. Арсланова, М. Н. Голубчина, А. Д. Искандерова и др.; под ред. К. Н. Паффенгольца. — 2-е изд., испр. — М.: Недра, 1978.
23. Геология СССР. Том 44. Западно-Сибирская низменность. Москва: Недра, 1964, 276 с.
24. Гиршгорн Л.Ш. Рифтогенные структуры севера Западной Сибири. //Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы. 1988. Т.63. Вып. 5. С.20-33.

25. Гольшев С.И., Лебедева Л.В. Особенности изотопного состава углерода палеозойских и мезозойских нефтей Западной Сибири // Геохимия. 1984. - №9. - С. 1327-1334.
26. Гольберт А.В., Булынникова С.П., Григорьева К.Н. и др. Опорный разрез неокома севера Сибирской платформы (Енисей-Хатангский прогиб, Анабаро-Хатангская седловина). Новосибирск: СНИИГГИМС, 1981. Т.1.- 98с.
27. Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене / Ред. В.Н. Сакс. М., Наука, 1968, 152 с.
28. Горбачев В.И., Карасева Т.В., Келлер М.Б., Карасев Д.В. Тюменская сверхглубокая скважина, основные результаты исследований. // Разведка и охрана недр. - 1996.- № 7 - С.9-11.
29. Гурари Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.:Гостоптехиздат, 1959. 174 с.
30. Гурари Ф.Г. Глинистые битуминозные толщи — новый тип коллекторов нефти и газа // Коллекторы нефти и газа и флюидоупоры / Под ред. Ф.Г. Гурари, М.К. Калинин. Новосибирск, Наука, 1983, с. 10—18.
31. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология, 1981, № 11, с. 3—12.
32. Гурари Ф.Г., Будников И.В., Девятов В.П. и др. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты. Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1988. С. 60-75.
33. Гурари Ф.Г., Девятов В.П., Демин В.И., Еханин А.Е., Казаков А.М., Касаткина Г.В., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Сапьяник В.В., Серебренникова О.В., Смирнов Л.В., Смирнова Л.Г., Сурков В.С., Сыолова Г.Г., Шиганова О.В. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней—средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск, Наука, 2005, 156 с.
34. Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской
35. Гурари Ф.Г., Казаринов В.П., Миронов Ю.К., Наливкин В.Д., Нестеров И.И., Осыко Т.И., Ровнин Л.И., Ростовцев Н.Н., Рудкевич М.Я., Симоненко Т.Н., Соколов В.Н., Трофимук А.А., Чочиа Н.Г., Эрвье Ю.Г. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР / Под ред. Н.Н. Ростовцева, А.А. Трофимука. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, 201 с.

36. Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962, 297 с.
37. Даин Л.Г. Распределение комплексов фораминифер в Западной Сибири // вопросы палеобиогеографии мезозоя севера СССР / ВНИГРИ. Л., 1971. Вып. 304. С. 133–153.
38. Девятков В.П. Условия осадконакопления в тоарском веке на востоке Сибирской платформы // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГМС. 1983. С. 33–41.
39. Девятков В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16-17 (Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 52). 2011. С. 87-101.
40. Дибнер В.Д. Мезозойские отложения Новой Земли // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 58-75.
41. Дорофеева Т.В., Краснов С.Т., Лебедев А.А. и др. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. Л.: Недра, 1983. - 131 с.
42. Емец Т.П. Лопатин Н.В., Литвинова В.Т. Катагенез и углеводородный потенциал юрских отложений севера Западной Сибири. //Геология нефти и газа. 1986. №1. С.53 -58.
43. Ермаков В.И., Кирсанов А.Н., Кирсанов Н.Н. и др. Геологические модели залежей нефтегазоконденсатных месторождений Тюменского Севера М.: Недра, 1995.-464с.
44. Ермилов О.М., Карагодин Ю.Н., Конторович А.Э. и др. Особенности геологического строения и разработки уникальных залежей газа Крайнего Севера Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН . 2003. -141 с.
45. Запивалов Н. П., Абросимова О. О., Рыжкова С. В. Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенности прогнозирования и поисков залежей нефти и газа. Геология, геофизика и разработка нефт. месторождений № 8 9, 1996, с. 5 - 9.
46. Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука. 1981367 с.
47. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геол. и геофиз., 1997. Т.38, N 5. С. 927 - 956.
48. Захаров В.А., Маринов В.А. Агалаков С.Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. Т 41. №6. 2000. С. 769-791.
49. Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М., Недра, 1983, с. 5—32.

50. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. (2006). Плинсбахтоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 14, № 4. С. 61–80.
51. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. — 1977. №2-3
52. Зонн М.С. Палеогеографические условия накопления баженовской свиты и ее аналогов в северных районах Западной Сибири // Нефтеносность баженовской свиты. М., Изд-во ИГиРГИ, 1980, с. 18—25.
53. Иванов М.К., Бурлин Ю.К., Калмыков Г.А., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Петрофизические методы исследования кернового материала (Терригенные отложения). Уч. пособие в 2-х кн. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. Ун-та; 2008. С. 16–27.
54. Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука. 1985. 237 с.
55. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958, 324 с.
56. Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н. и др. Новая Земля в остров Вайгач. Геологическое строение и минералогия / Ред. Погребницкий Ю.Е. Санкт-Петербург.: ВНИИОкеангеология. 2004. 174 с.
57. Каплан М.Е., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Келловейские моря Северной Сибири (условия осадконакопления и существования фауны). Новосибирск. Наука. 1979. 79 с.
58. Карагодин Ю.Н. Таноштинская свита. Предложения по изменению и уточнению корреляционной стратиграфической схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1965, вып. 1, 15 с.
59. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. -М.: Недра, 1980. -242 с.
60. Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971. - с. 7-18.
61. Кирюхина Т.А., Ульянов Г.В., Дзюбло А.Д., Холодилов В.А., Цемкало М.Л. Геохимические аспекты газонефтеносности юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири и прилегающего шельфа // Газовая промышленность, 2011. № 7. - С. 66-70.
62. Команова М.М., Фомичев А.С., Юдина Н.Т. Распределение и преобразование битумоидов в нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты. // Геология нефти и газа. 1989. № 3. С.41-49.

63. Комиссаренко В.К. Биостратиграфия ниже-среднеюрских отложений полуострова Ямал // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С.5-10.
64. Комиссаренко В.К. Микрофаунистические реперы заводоуковской серии // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 13-18.
65. Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Зимин Ю.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Луговцов А.Д., Мельникова В.М., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Фомичев А.С. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., Недра, 1967, 223 с. (Тр. СНИИГГиМСа. Сер. Нефтяная геология, вып. 50).
66. Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Мельникова В.М., Стасова О.Ф., Фомичев А.С. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М., Недра, 1971, 251 с. (Тр. СНИИГГиМСа. Сер. Нефтяная геология, вып. 36).
67. Конторович А.Э., Гребенюк В.В., Запывалов Н.П. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып.2. Новосибирск, 1994. 201с.
68. Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика, т. 54. №8. 2013. С. 972-1012.
69. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. и др. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 1998. - т. 39. - № 11. - С. 1477-1491.
70. Конторович А.Э., Полякова И.Д., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Бабина Н.М., Богородская Л. И., Данилова В.П., Зуева Т.В., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Мельникова В.М., Фомичев А.С. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М., Недра, 1974, 189 с. (Тр. СНИИГГиМСа. Сер. Нефтяная геология, вып. 164).
71. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 680 с.
72. Кораго А.А. Введение в биоминералогию. Санкт-Петербург: Недра, 1992. 280 с.
73. Корж М.В. Палеогеографические критерии нефтегазоносности юры Западной Сибири. М., Наука, 1978, 134 с.

74. Корж М.В., Ульмасвай А.Ю. Литолого-фациальное районирование юрских отложений северной части Западно-Сибирской плиты./Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений молодых платформ. М.: ИГИРГИ, 1979. Вып. 21. С. 96-106.
75. Корж М.В., Филина С.И. Особенности литогенеза аргиллитов баженовской свиты и возможный механизм образования в них залежей нефти // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири / Ред. Н.А. Крылов. М., Изд-во ИГиРГИ, 1980, с. 6—17.
76. Красавчиков В.О., Букреева Г.Ф., Санин В.Я., Саенко Л.С. Геологическая модель флюидодинамической связи палеозойских и нижнесреднеюрских резервуаров нефти и газа в Западно-Сибирском бассейне // Геология и геофизика. 1998. - Т.39, №3. - С.307-315.
77. Кулахметов Н. Х. К вопросу о выделении тибейсалинской свиты в низовьях р. Таз // Труды СНИИГГИМС, 1965. Вып. 34. С. 169-181.
78. Кулахметов Н.Х., Кислухин В.И., Зининберг П.Я. Литолого-фациальное районирование верхней юры севера Западной Сибири как оценка основы нефтегазоносности. // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наук, 1994. - С. 59-72.
79. Кулахметов Н.Х., Мишульский М.И., Бородкин В.Н., Ясович Г.С. Стратиграфия верхнеюрских отложений Тазовского и Сидоровского нефтегазоносных районов. Выделение и корреляция основных стратонавов мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1984. С. 25-31.
80. Кунин Н.Я., Будагов А.Г., Шейх-Заде Э.Р. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. Серия "Месторождения горючих полезных ископаемых". (Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР), том 13, 1985. с. 200.
81. Кунин Н.Я., Луценко Б.Н. Классификация локальных структур севера Западной Сибири и закономерности размещения меловых поднятий. //Геология нефти и газа. 1988. № 3. С.8 14.
82. Ли П.Ф., Равдоникас О.В., Певзнер В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности. - Л.: Госгеолтехиздат, 1960а.- 232с.
83. Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А., Баринова Е.М., Ихсанов Б.И. Новые представления о строении осадочного чехла шельфа моря Лаптевых //

- Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания.- 2009.- С.32-37.
84. Мартиросян В. Н., Васильева Е. А., Устрицкий В. И., Супруненко О. И., Винокуров И. Ю. Север Карского моря — высокоперспективная на нефть область арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 59–69.
85. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
86. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. №1. 1991. С. 3-20.
87. Мухер А.Г., Тугарева А.В. Палеогеографические особенности строения и перспективы нефтегазоносности ниже- и среднеюрских отложений Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Вторая научно-практическая конференция) / Под ред. В.И. Шпильмана, В.А. Волкова. Ханты-Мансийск, «Путиведь» 1999, с. 123—133.
88. Мясникова Г.П., Мухер А.Г., Волков В.А., Сидоров А.А., Тугарева А.В., Кулагина С.Ф., Гончарова В.Н., Солопахина Л.А., Девятов В.П., Сапьяник В.В. Региональные закономерности геологического строения горизонтов нижней—средней юры Западно-Сибирского осадочного бассейна // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры. Т. 1. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2009, с. 65—86.
89. Наумов А.Л. Принципы составления региональных корреляционных стратиграфических схем. // Основные проблемы нефтегазоносности Западной Сибири. Л., 1984, с. 145-152.
90. Немченко Н.Н. Раздельный прогноз углеводородных систем Западной Сибири. Дис. доктора геолого-минералогических наук. М.: 1991.
91. Немченко Н.Н., Ровенская А.С., Шоелл М. Происхождение природных газов гигантских залежей севера Западной Сибири. //Геология нефти и газа, 1999. № 1-2. С.45 56.
92. Неручев С.Г. Основные закономерности нефтегазообразования в зонах больших глубин осадочных бассейнов. // Условия нефтегазообразования на больших глубинах Сб. науч. тр. ИГиРГИ. М.: Наука, 1988. С.20 -31.
93. Нестеров И.И. Нефтеносность битуминозных глин баженовской свиты Западной Сибири // Советская геология. 1980. №11.
94. Никитенко Б. Л., Сапьяник В.В., Глинских Л.А. Ранне-среднеюрские комплексы фораминифер и остракод северной и южной окраин Западно-Сибирской равнины./

- Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып.2-3 // Геология и геофизика. Прил., 2000. Т. 41. С.87-109.
95. Никитин Б.А., Дзюбло А.Д., Холодилов В.А., Цемкало М.Л. Нефтегазоносность юрских и перспективы доюрских отложений Обско-Тазовской губы и Западно-Ямальского шельфа // Газовая промышленность, 2011. -№ 13. С. 16-25.
96. Никитин Б.А., Ровнин Л.И. Перспективы открытия новых месторождений и залежей нефти и газа на шельфе Карского моря. //Геология нефти и газа. 2000. № 5. С.2 6.
97. Открытые горизонты. Т. 5: сборник / сост.: А. М. Брехунцов, В. Н. Битюков; ред. В. Н. Битюков. - Тюмень: Сиб. науч.-аналит. центр, 2005. - 707 с.
98. Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перезио Г.Н., Предтеченская Е.А. Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты // Геология и геофизика, 2002, т. 43. № 3. с. 240-251.
99. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
100. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г.
101. Решение VI Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойским отложений Западной Сибири/ Ред. Ф.Г. Гурари и др. Новосибирск: СНИИГТиМС, 2004. - 95 с.
102. Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. ВСЕГЕИ . Информационный сборник, № 2, Гостоптехиздат, 1955
103. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М.: Недра, 1969. - 201 с.
104. Рудкевич М.Я., Глухоедов Ю.М., Максимов Е.М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции.- Свердловск, 1976. 172 с. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 92).
105. Сакс В.Н. Некоторые общие вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозойской эры // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., Наука, 1972, с. 5—18. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 111).
106. Сакс В.Н. Некоторые аспекты геологического развития севера Евразии в мезозое // Геология и геофизика, 1976 (3), с. 3—11.

107. Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А., Дагис А.С., Захаров В.А., Иванова Е.Ф., Меледина С.В., Месежников М.С., Нальняева Т.И., Шульгин Н.И. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Наука, 1971, с. 179—211.
108. Сакс В.Н., Ронкина З.З. Палеогеография Хатангской впадины и прилегающих территорий на протяжении юрского и мелового периодов // Сборник статей по геологии Арктики. Л., Изд-во НИИГА, 1958, с. 70—89.
109. Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю., Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурман. кн. изд., Мурманск, 1989. 278 с.
110. Скоробогатов В.А., Соин Д.А., Хейконен Н.Л. Проблемы нефтеносности Ямало-Гыданского региона Западной Сибири // Наука и техника в газовой промышленности-2010 г.-№1.- С. 101-105.
111. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М. : Недра, 2003. - 352 с.
112. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д. Гыдан. Геологическое строение. Ресурсы углеводородов. Будущее. М.: Недра, 2006. – 261 с.
113. Скоробогатов В.А., Фомичев В.А. Геологическая модель и условия формирования Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения / Геологические модели газовых месторождений. М.: ВНИИГАЗ, 1986.
114. Строганов Л.В., Скоробогатов В.А. Газы и нефти ранней генерации Западной Сибири. М.: Недра-Бизнесцентр, 2004. С. 415.
115. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа, 2011. №6. – С. 99-115.
116. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
117. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема // Геология и геофизика, 1984. № 8. - С. 3-11.
118. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1986, 149 с.
119. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. М-б 1:1000000. /Под ред. В.И. Шпильмана, Н.И. Змановского, Л. Л. Подсосовой.- 1998.
120. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. 1998. 240 с.
121. Фомичев А.С. Глубина и продуктивность баженовского моря // Горные ведомости. 2006. С. 19–26.

122. Холодилов В.А., Дзюбло А.Д., Туренков Н.А., Огнев А.Ф., Нежданов А.А., Горбунов С.А., Огибенин В.В. Научно-производственный опыт проведения геолого-разведочных работ в акватории Обской и Тазовской губ // Газовая промышленность, 2005, №2, с. 37-39.
123. Холодилов В.А., Никитин Б.А., Мандель А.Я., Дзюбло А.Д. Результаты геологоразведочных работ ОАО «Газпром» и перспективы поисков месторождений углеводородов на арктическом шельфе России // Труды Международной конференции РАО-03, Спб, 2003, с.42-46.
124. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И., Четвертичная геология; М.: ГЕОС, 2000. С. 68–90.
125. Шаровская Н.В. Комплексы фораминифер из юрских и нижнемеловых отложений Усть-Енисейского и Турухан-Ермаковского районов // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия, 1968. Вып. 23. С. 106-117.
126. Шейн В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. 776 с.
127. Шемин Г.Г., Бейзель А. Л., Левчук М.А. и др. Детальная корреляция нефтегазоносных отложений келовея и верхней юры северных районов Западной Сибири. //Геология и геофизика. 2000. № 8. С. 1131 1144.
128. Шемин Г.Г., Нехаев А.Ю., Рябкова Л.В. и др. Высокоразрешающая стратиграфия нефтегазоносных отложений нижней и средней юры северных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 749-765.
129. Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л.: Недра, 1982. – 155 с
130. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 с.
131. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 с.
132. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Охрана и разведка недр. № 9, 2007. С. 32-47.
133. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.В., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. 480 с.