

**ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН**

(объяснительная записка к «Атласу геологических карт», 2000)

Министерство природных ресурсов и охраны
окружающей среды Республики Коми

Государственное унитарное предприятие
Тимано-Печорский научно-исследовательский центр

**ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАСЕЙН**

(объяснительная записка к "Атласу геологических карт", 2000)

Ухта
2002

Ответственные редакторы: З.В. Ларионова, В.И. Богацкий

Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к "Атласу геологических карт", 2000)/З.В. Ларионова, В.И. Богацкий, Е.Г. Довжикова, Л.В. Галкина, О.Л. Ермакова, П.К. Костыгова, Т.И. Кура-
нова, А.В. Мартынов, К.А. Москаленко, Н.И. Никонов, Г.А. Шабанова. – Ухта: Изд-во ТП НИЦ, 2002. – 122 с.:
ил. 5.

ISBN 5-94756-007-0

Монография является объяснительной запиской к "Атласу геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических)" (2000) и обобщает результаты регионального изучения осадочного чехла Тимано-Печорского седиментационного бассейна. С учетом ритмичного строения и периодичности осадконакопления на основе комплекса формационного, литолого-фациального, историко-геологического анализов и стратиграфии секвенций выделены осадочные секвенции разных порядков – подразделения, отвечающие последовательным соразмерным этапам развития региона. Для каждого из этапов, отдельных их стадий и фаз охарактеризованы обстановки осадконакопления. Их эволюция увязана с историей формирования конседиментационных, унаследованных и вновь образованных палеоструктур. Рассмотрена современная структура ТПСБ и воссоздана стадийность его тектонического развития в фанерозое.

Ил. 5, табл. 12, список литературы – 62 назв.

Авторы: З.В. ЛАРИОНОВА, В.И. БОГАЦКИЙ, Е.Г. ДОВЖИКОВА, Л.В. ГАЛКИНА,
О.Л. ЕРМАКОВА, П.К. КОСТЫГОВА, Т.И.
К.А. МОСКАЛЕНКО, Н.И. НИКОНОВ, Г.А. ШАБАНОВА

ISBN 5-94756-007-0

© Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, 2002 г.
© ГУП ТП НИЦ, 2002 г.

Для обоснования приоритетных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне сотрудниками Государственного унитарного предприятия "Тимано-Печорский Научно-исследовательский Центр" на протяжении многих лет ведутся исследования по выяснению и уточнению закономерностей литолого-фациальных и структурных критериев размещения залежей углеводородного сырья. Эти критерии наиболее эффективно устанавливаются по литолого-фациальным и структурным картам, выполненным для стратиграфических подразделений осадочного чехла бассейна. Всего составлено 38 литолого-фациальных карт и шесть структурных. Для более полного понимания процессов формирования осадочных толщ и структурных преобразований необходимые исследования, в том числе и построение упомянутых карт, проводились для территории Тимано-Печорского седиментационного бассейна, поскольку одноименный нефтегазоносный бассейн является той частью последнего, где существовали условия для генерации углеводородов, формирования и сохранения их залежей.

Литолого-фациальные карты позволяют уточнить положение в разрезе осадочного чехла и территориальное распространение как нефтегазоматеринских, так и аккумулярующих или изолирующих разностей, образующих природные резервуары. Структурные карты определяют контроль зон нефтегазообразования и нефтегазонакопления и позволяют установить их очень важные для характеристики формирования залежей разновидности – унаследованные, погребенные или новообразованные.

Особенности тектонического развития и условий осадконакопления, которые обеспечили в Тимано-Печорском регионе многоэтапную генерацию и аккумуляцию углеводородов и, в конечном итоге, способствовали распределению залежей различных типов практически по всему осадочному чехлу и в самых разнообразных структурах, лучше всего устанавливаются при анализе геологической истории этого сложного седиментационного бассейна на единой эволюционно-генетической основе с помощью литолого-фациальных и структурных карт.

Для вышеизложенных целей литолого-фациальные карты по территории всего бассейна выполняются в масштабе 1:500000, а структурные – в масштабе 1:200000 на протяжении уже более 20 лет. Изначально в создание литолого-фациальных карт огромный вклад внесли Л.Т. Белякова, Г.В. Важенин, А.В. Дуркина, В.И. Ерёмченко, И.З. Калантар, Н.И. Канев, П.Н. Кокин, В.А. Куглинский, Т.И. Кушнарёва, Л.В. Пармузица, Е.Л. Петренко, Н.Б. Рассказова, С.Д. Танасова, Л.А. Удовиченко, а в разработку структурных – С.А. Данилевский, Н.И. Никонов, А.И. Сурина, И.С. Глотова. На базе этих среднемасштабных карт в 2000 году был издан их комплект в масштабе 1:2500000, дополненный картами – палеогеологическими, состава фундамента, проявлений магматизма, а также корреляционными схемами отложений осадочного чехла и геолого-геофизическими разрезами. Комплекту карт предпосланы условные обозначения, где помимо пояснений для графических изображений, приведена таблица с иерархией обстановок осадконакопления (прил. 1). Подготовку этого атласа геологических карт Тимано-Печорского седиментационного бассейна возглавил Н.И. Никонов с коллективом сотрудников Отдела литологических и тектонических основ нефтегазоносности.

В течение работы над объяснительной запиской к атласу были привлечены дополнительные геологические материалы и использованы новые методические разработки по цикличности седиментационно-тектонических процессов и, в частности, секвенсстратиграфии.

ГЛАВА 1. СТРУКТУРА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА

Тимано-Печорский седиментационный бассейн (ТПСБ) охватывает крупную область земной коры преимущественно континентального типа, характерную накоплением закономерного ряда осадочных формаций, который отражает последовательность тектонического развития от преобладания связанных с растяжением активных прогибаний до вызванных общим сжатием инверсий и горообразования. В тектоническом плане бассейн соответствует Тимано-Печорской эпибайкальской плите и прилегающему к ней перикратону, в настоящее время перекрытому образованиями Предуральского краевого прогиба, Западно-Уральской мегазоной складчато-надвиговых дислокаций, Центральноуральским мегантиклинорием и южной частью Пайхойско-Новоземельской раннекиммерийской складчатой системы.

Тимано-Печорская эпибайкальская плита в общей структуре Восточно-Европейского кратона наращивает эпикарельский остов Русской плиты. Её западной и юго-западной границей является Западно-Тиманский глубинный разлом, обозначенный в палеозойских и мезозойских отложениях прерывистой цепочкой дизъюнктивных складок Тиманской гряды. Восточным структурным ограничением Тимано-Печорской плиты (ТПП) и Предуральского прогиба служат передовые складки Урала и Пай-Хоя, в ядрах которых обнажены доорогенные карбонатные формации палеозоя. Большинство этих антиклиналей расположено вдоль висячих крыльев Западно-Уральского и Западно-Пайхойского надвигов. На юге региона Западно-Тиманский разлом примыкает к Западно-Уральскому надвигу, образуя так называемый Урало-Тиманский стык (Чочиа, 1955). Менее уверенная северная граница Тимано-Печорской плиты с Баренцевоморско-Карской плитой проводится по широтной Куренцовской ступени (Сенин и др., 1993) или Северо-Печорской моноклинали (Борисов и др., 1995). В пределах этой структуры тектонические элементы Тимано-Печорской плиты теряют свои морфологические особенности.

Формирование гетерогенной структуры ТПСБ определялось составом отложений (формаций) слагающих его палеобассейнов и структуроформирующими движениями. Каждый из бассейнов имел свой индивидуальный тип, характерный для определённой стадии тектонического развития, а все они, последовательно сменяя друг друга во времени, привели к структурно-формационной многоэтажности осадочного чехла. Её суммарный эффект позволил провести тектоническое районирование ТПСБ по морфологическому принципу (прил. 2). Сложившейся к настоящему времени структуре осадочного чехла обязаны закономерности в размещении зон нефтегазонакопления, а его структурно-формационной многоэтажности – широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности.

Анализ геолого-геофизических материалов показал, что зональность крупнейших и подчинённых им структур осадочного чехла во многом определяется внутренним строением и современной морфологией байкальского фундамента Тимано-Печорской плиты, сложенного позднепротерозойскими метаморфическими породами с эффузивными и интрузивными образованиями. По составу вулканогенно-метаморфических формаций различных геодинамических обстановок и разломам разного глубинного проникновения в структуре фундамента с иерархической подчинённостью выделяются мегаблоки и блоки.

На основании комплексной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, данных сейсморазведки и результатов изучения керна глубоких скважин выделяются два

Использование дополнительного фактического материала и более глубокая проработка ранее полученного в комплексе с усовершенствованной методикой изучения ТПСБ позволили подготовить монографию “Тимано-Печорский седиментационный бассейн”, раскрывающую довольно полную характеристику его геологического строения и историю развития на эволюционно-генетической основе. Эта монография выходит за рамки обычной объяснительной записки и является вместе с атласом геологических карт научным справочным пособием для ответов на вопросы, связанные с выбором приоритетных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ и другие полезные ископаемые осадочного происхождения.

Научно-методическое руководство при подготовке монографии осуществляла З.В. Ларионова. В руководимую ею творческую группу входили: В.И. Богацкий, Л.В. Галкина, Е.Г. Довжикова, О.Л. Ермакова, П.К. Костыгова, Т.И. Куранова, А.В. Мартынов, К.А. Москаленко, Н.И. Никонов, Г.А. Шабанова. Каждый из этих сотрудников в подготовку научного труда внёс свой вклад, соизмеримый с поставленной перед ним задачей. Научное редактирование и подготовку рукописи к изданию провели З.В. Ларионова и В.И. Богацкий. Особую признательность авторы выражают организатору издания монографии Г.Е. Трофимову.

мегаблока фундамента – юго-западный Тиманский и северо-восточный Большезельский (Журавлёв, Гафаров, 1959; Гафаров, 1963; Дедеев, Запорожцева, 1985; Белякова, Степаненко, 1991). Раздел этих мегаблоков устанавливается по системе Припечерского и Ильич-Чикшинского глубинных разломов, пересекающей Тимано-Печорскую плиту по диагонали, от Урала до Баренцева моря, и уверенно трассируемой линейными гравимагнитными аномалиями.

Тиманский мегаблок на западе граничит с Мезенским мегаблоком Русской плиты. Сочленение плит происходит по Западно-Тиманскому разлому. Фундамент Мезенского мегаблока имеет карельский возраст. Он погружён на восток, под Тиманский мегаблок на глубину 9 км и более. Восточно-Тиманским разломом Тиманский мегаблок разделён на Западно-Тиманский и Ижма-Печорский блоки (прил. 3).

В современном структурном плане Западно-Тиманскому блоку соответствует Тиманская гряда (крэж). Она состоит из складчато-взбросовых и складчато-горстовых дислокаций, в той или иной степени связанных с глубинными разломами северо-западного простирания (Западно-Тиманский и Центрально-Тиманский). По отношению к этим разломам дислокации гряды занимают “оперяющее” положение, то есть примыкают к ним вместе с осложняющими дизъюнктивами под острым углом. Так Западно-Тиманский разлом объединяет Ксенофоновский, Джежим-Парминский, Синдорский и Обдырский валы, размеры которых от 25x70 км до 50x230 км, амплитуды – от 0.3 км до 0.8 км.

В средней части гряды (Средний Тиман) Западно-Тиманский глубинный разлом и вся зона слабометаморфизованных рифейских пород перекрыта тектонической пластиной, принадлежащей к системе Центрально-Тиманского глубинного разлома. Здесь находится имеющее изометричную форму и асимметричное разломами Четласское поднятие, в своде которого рифей выведен на поверхность. Размеры поднятия 40x100 км, амплитуда – 0.5 км. С юга к нему по разлому примыкает Обдырская антиклиналь также с обнажениями рифея в своде. Далее на юг, в своде кулисно расположенного Синдорского вала фундамент погружен на глубины 0.9-1.2 км и вновь появляется на поверхности в своде Джежим-Парминского вала.

С Центрально-Тиманским глубинным разломом на севере Тиманской гряды связана горст-антиклиналь мысов Лудоватых. На Среднем Тимане его влияние отмечено на востоке Четласского поднятия, сложенного уже метаморфизованным рифеем, а поверхностным проявлением служат узкие дизъюнктивные складки Цилемского вала также с выходами рифея. Южнее к Западно-Тиманскому глубинному разлому под углом примыкает Вымско-Очпарминский вал. Эта структура представляет собой узкую антиклинальную зону, которая по надвижу перемещена к юго-западу на 4-5 км таким образом, что обнажающийся в ядрах складок рифей нависает над отложениями перми и карбона, находящимися в автохтоне. Вертикальная амплитуда нарушения 2 км.

Самый северный Канино-Северо-Тиманский вал находится между двумя ветвями Восточно-Тиманского глубинного разлома. Длина вала с продолжением в море более 400 км, амплитуда до 1 км. Ухта-Ижемский вал находится также в зоне Восточно-Тиманского разлома. Однако это наименее нарушенная дизъюнктивными крупная структура Тиманской гряды брахиантиклинальной формы. Её свод и западное крыло рассечены малоамплитудными взбросами и сбросами. Глубины залегания фундамента меняются от 0.2 км в своде до 1.0 км на крыльях. Валы Тиманской гряды разделены синклиналиными структурами с пологими западными и оборванными разрывными нарушениями восточными крыльями. Погружение фундамента в синклиналиях до 2 км.

Ижма-Печорский блок фундамента в целом представляет собой крупную моноклиналию, погружающуюся от Тимана к Припечерской и Ильич-Чикшинской системе разломов. От Западно-Тиманского краевого поднятия моноклиналию отделена сбросами с амплитудами 0.8-

0.5 км. Глубина залегания фундамента на западе моноклиналии 0.5-1.5 км, к востоку она увеличивается до 1.7-3.5 км. На фоне общего северо-восточного и восточного погружения выделяется ряд структурных выступов и мысов, восточной и юго-восточной ориентировки (Гобьшский, Западно-Тэбукский и др.). На востоке Ижма-Печорского блока, вдоль Припечерской системы разломов с погружением шарнира на юго-восток простирается крупная Седухинско-Кипиевская структурная зона, включающая на севере наиболее приподнятый Седухинский вал, а далее к юго-востоку также состоящая из структурных выступов и мысов с мелкими куполами. Северо-восточные крылья локальных структур Седухинско-Кипиевской структурной зоны (краевого поднятия Ижма-Печорского блока) примыкают к сбросам Припечерской системы глубинного разлома. Юго-западные крылья нарушены малоамплитудными дизъюнктивами. Последние нередко образуют разветвленную систему, осложняющую присводовые части структур краевого поднятия. Смежной синклиналиной структурой с Седухинско-Кипиевским краевым поднятием в пределах Ижма-Печорского блока является Ерсинская зона, состоящая из Брыкаланской котловины и нескольких мульд.

Разделяющая Тиманский и Большеземельский мегаблоки система глубинных разломов на меридиональном Ильич-Чикшинском отрезке представлена вытянутыми (до 300 км) узкими (5-10 км) структурными ступенями, разделёнными сбросами (амплитудой 0.1-0.8 км) и последовательно погружающимися в сторону Верхнепечорской впадины Предуральского прогиба. Припечерская часть системы, на юго-востоке также состоящая из ограниченных сбросами структурных ступеней, далее, к северо-западу разветвляется на три самостоятельных разлома: западный Чаркаю-Пыльмецкий, центральный Лебединский и восточный Шапкина-Юрьяхинский.

Между Чаркаю-Пыльмецким и Шапкина-Юрьяхинским разломами, в северо-западном секторе Большеземельского мегаблока находится Малоземельско-Колгуевская моноклиналия. Поверхность фундамента, погружающегося на север и северо-восток (от 2-2.5 до 5-10 км), в материковой части рассечена двумя дизъюнктивными структурами северо-западного простирания. Это малоамплитудные горсты, у которых одна из сторон выдвинутых блоков оказывается погружённой ниже уровня “плечей”. Расчленённый рельеф поверхности фундамента, видимо, сохраняется в акваториальной части моноклиналии.

К важнейшей структуре Большеземельского мегаблока принадлежит Печоро-Колвинский блок, территориально охватывающий значительную часть вулканоплутонического пояса внутренней структуры байкальского фундамента. По поверхности фундамента в Печоро-Колвинском блоке установлены: сложно построенная Денисовская структурная зона в его центральной части, структурные ступени в системе Припечерского глубинного разлома и Колвинский грабен на месте одноимённого глубинного разлома. Ступени Припечерской части блока, последовательно погружающиеся к Денисовскому прогибу, представлены узкими приразломными зонами с куполами и мульдами, брахиантиклиналями и синклиналиями. В прошлом, до инверсионных подвижек и образования смежных пермско-триасовых прогибов, в пределах ступеней развивались грабены.

Самая протяжённая (около 400 км) Лыжско-Кыртаельская ступень ограничена Выдшорским и Подчерем-Каменским разломами на западе и Шапкина-Юрьяхинским и Печоро-городско-Переборским – на востоке и северо-востоке. Наиболее приподнятый участок ступени – Нялтаюская антиклиналь (до 1.5 км). К северо-западу и юго-востоку происходит погружение поверхности фундамента. В северо-западной части ступени находится крупная (20x100 км) Пятейская синклиналия с глубиной залегания фундамента 6 км. На юго-востоке фундамент погружается от 5.2 км в сводах Лыжской и Кыртаельской структур до 10 км в Усть-Щугорской синклиналии. Северо-западнее и кулисно по отношению к Кыртаельско-Лыжской ступени располагается Мутноматериковая ступень, опущенная на 0.5-1.0 км, по

сравнению с поверхностью фундамента на прилегающих структурах Седюяхинско-Кипиевской зоны. Особенностью этой ступени являются узкие высокоамплитудные (до 1.0 км) антиклинальные складки – Терехевейская, Мутноматериковая, Среднешапкинская, Лебединская, Выдшорская и др.

Денисовская структурная зона включает приразломную Шапкина-Юрьяхинскую депрессию и дизъюнктивный Лайско-Лодминский вал. Депрессия простирается вдоль одноимённого разлома и состоит из синклиналей, разделённых узкими пережимами. Присводовая часть вала осложнена грабеном, состоящим из разделённых разломами поперечных опусканий и перемычек, имеющих северо-восточную ориентировку. Его восточный склон отсечён Колвинским грабеном. Северным ограничением Шапкина-Юрьяхинской депрессии и Лайско-Лодминского вала является широтное Носовое поднятие. Глубина фундамента в его присводовой части 4 км, против 5.4 км у структур вала и 7.0 км в синклиналиях депрессии.

Колвинский грабен простирается более чем, на 300 км и состоит из дизъюнктивных синклиналей с глубиной фундамента 7.5-9.0 км (Усинской, Харьягинской, Ярейно-Хьльчюкской) и выдвинутых на 1-5 км перемычек (Возейской и Северо-Харьягинской). Помимо разломов основного северо-западного направления, определяющих общие контуры грабена, отмечены разломы иных направлений. Строение грабена усложняется при пересечении им Носового широтного поднятия. Здесь, помимо основного опускания, прослеживаемого от Харьягинской синклинали, появляется своеобразный “клин” с активно дислоцированной поверхностью фундамента. Другой – тектонический “клин” с локальным поднятием фундамента (Инзырейский) примыкает к восточному плечу грабена. Подобная структурная позиция наблюдается у находящегося южнее Верхневозейского поднятия. В акваториальной части Печоро-Колвинский блок приобретает более однородное строение и севернее Носового поднятия в виде прогиба открывается в сторону Куренцовской ступени (Драган-Суцева, 1991).

Хорейверский блок фундамента полого наклонён к востоку и северо-востоку. Он объединяет несколько крупных структурных элементов – Большеземельский свод, Садаятинское поднятие, Чернореченскую депрессию, Гуляевскую перемычку (седловину) и Поморский выступ.

Большеземельский свод представляет собой наиболее приподнятую поверхность фундамента в пределах Хорейверского блока. Его размеры – 110x230 км, амплитуда – 1.0 км, глубина до фундамента на вершине – 4 км. Свод асимметричен, поскольку западный склон отсечён Колвинским грабеном. Пологие восточный и северо-восточный склоны осложнены структурными носами и заливами, преимущественно северо-восточного и южного простирания. Вершина и ближайшие к ней склоны рассечены малоамплитудными разломами, образующими частую сетку северо-западного и северо-восточного простираний. Локальные поднятия фундамента установлены на вершине свода (Сандивейское, Среднеколвинское) и его структурных носов (Баганское и др.).

Садаятинское поднятие расположено севернее Большеземельского свода и отделено от него неглубокой седловиной. Большая его часть находится в Печорском море. Подобно Большеземельскому своду поднятие имеет близкое к меридиональному простирание, глубина фундамента у его вершины около 5.0 км. Между Садаятинским поднятием и самой северной крупной структурой блока – Поморским выступом находится Гуляевская седловина, разделяющая Чернореченскую депрессию и северную часть Варандей-Адзъвинского прогиба. Поморский выступ юго-западным основанием примыкает к морскому продолжению системы Колвинского глубинного разлома. Фундамент в этой части выступа, имеющего изоклинальную форму, находится на глубинах 5-5.5 км. С погружением простирание шарнира выступа меняется на северо-западное “тиманское”. При приближении к Куренцовской ступени, на глубине 7-9 км, выступ теряет свои очертания.

Варандей-Адзъвинский блок имеет форму асимметричного приразломного прогиба северо-западного простирания. На его пологом юго-западном крыле присутствуют неглубокая дизъюнктивная синклинали (Сорокинский грабен), структурные носы, заливы и террасы. Более всего эти структуры развиты в торцевой части прогиба, ограниченной разломами гряды Чернышева. Вблизи Вашуткина-Талотинского разлома, по которому выдвинута пластина фундамента, являющаяся северо-восточным бортом прогиба, на глубинах 7-9 км простирается его приосевая зона. Поверхность фундамента здесь представлена дизъюнктивными синклиналиями и антиклиналями.

Фундамент в Предуральском прогибе также разбит на ряд блоков, каждый из которых соответствует его впадинам в современных границах. Фундамент Коротаихинской впадины Пайхойско-Новоземельской раннекиммерийской системы представляет собой моноклинали северо-западного простирания, погружающуюся под палеозойско-мезозойские складчатые сооружения Пай-Хоя на суше и Новой Земли в море. Юго-западная часть моноклинали выдвинута по системе разломов (Вашуткина-Талотинскому и гряды Чернышева), отделяющих её от Варандей-Адзъвинской и более южной Косью-Роговской впадин. Глубина залегания фундамента в Предпайхойской части – 10 км. Среди структурных осложнений моноклинали выделяется лишь Пурсамылькский нос.

Косью-Роговская впадина Предуральского прогиба простирается, в отличие от Коротаихинской, в северо-восточном направлении. Она имеет форму раскрывающегося к северу клина (110x330 км), где замыкается поперечными структурами – Падимейским поднятием, Ярвожским куполом и Юньягинской антиклиналью. Наиболее погружённая часть фундамента впадины (до 11 км), имеющая форму изометричной котловины, погребена под пластинами надвигов Лемвинской структурно-формационной зоны Полярного Урала. Западное крыло Косью-Роговской впадины отделено разломами гряды Чернышева от Хорейверского и Варандей-Адзъвинского блоков и опущено, по сравнению с ними, на 1-2 км. Это крыло вблизи гряды Чернышева также разбито целой серией разломов, однако имеющих общее с разломами Варандей-Адзъвинской впадины северо-западное простирание.

Формационно-структурная характеристика фундамента Большесынинской впадины свидетельствует о его принадлежности к Печоро-Колвинскому блоку. В современной структуре поверхности фундамента впадина находится на более погруженном (до 11 км) юго-восточном продолжении Шапкина-Юрьяхинской депрессии и выположенных дислокаций Лайско-Лодминского вала, то есть принадлежит Денисовской структурной зоне. Большесынинская впадина расположена между южной ветвью разломов гряды Чернышева, уральскими складчато-надвиговыми образованиями и разломами Лыжско-Кыртаельской ступени. Её размеры 50x290 км. На фоне общего погружения фундамента к Уралу выделяется Нигчемью-Сынинский нос. Юго-восточная часть впадины отсечена взбросом. Отсечённая часть несколько приподнята и представляет собой симметричную синклинали уральского простирания.

Разделом между Большесынинской и Верхнепечорской впадинами служит продолжение Лыжско-Кыртаельской ступени, погребённое под осадочным чехлом Предуральского прогиба.

Верхнепечорская впадина расположена на юге Печорского Приуралья, имеет меридиональное простирание и размеры 60x400 км. Её пологое западное крыло отсечено от Ижма-Печорского блока Ильч-Чикшинской системой разломов. Оперяющие эту систему разломы северо-восточного направления усложняют структуру западного крыла. Восточное крыло более крутое и осложнено взбросами, образующими протяжённые ступени, последовательно воздымающиеся к водораздельной части Северного Урала. Глубина залегания фундамента в

приосевой части Верхнепечорской впадины 9 км. Её южное замыкание осложнено разломом Урало-Тиманского стыка и затухающей Ильч-Чикшинской системы.

Сложившаяся к настоящему времени структура осадочного чехла Тимано-Печорской плиты является результатом стадийности тектонического развития. Эта стадийность синхронизировалась с эволюцией Уральского подвижного пояса и тектоническими событиями в окружающих плиту регионах (Восточно-Европейский кратон, каледониды Скандинавии и Баренцева моря). Последовательная смена тектонических режимов отмечается в разрезе осадочного чехла плиты структурными этажами и подэтажами и разделяющими их угловыми и стратиграфическими несогласиями.

Отложения, соответствующие по времени каледонскому циклу Грампианского подвижного пояса, слагают только один структурный этаж. Они представлены базальной терригенной формацией нижнего ордовика, сменяемой карбонатами верхнего ордовика, силура и нижнего девона. Терригенные породы последнего развиты лишь на северо-западе региона. Формации герцинско-раннемезозойского цикла Уральского подвижного пояса позволяют выделить две стадии геотектонического развития, которым отвечают структурные этажи.

Нижний этаж включает преимущественно терригенные отложения среднего девона нижнего франа и терригенно-карбонатные среднего франа-турне с рифами. Верхний этаж начинается угленосно-терригенными отложениями нижнего-среднего визе. Нижняя его половина, до верхнего карбона-нижней перми включительно, сложена карбонатными породами. Верхняя обладает наибольшей формационной изменчивостью. В Приуральской части региона она состоит из орогенных формаций, представленных флишем, сероцветной молассой, каменными и калийномагниевыми солями, угленосными толщами, красноцветной континентальной молассой. На остальной территории плиты флишеидная и сероцветная моласса латерально уступают место карбонатам, соленосные породы – ангидритами, угленосные – красноцветам. Терригенными породами среднемеозойско-кайнозойского цикла сложены среднеюрско-меловой и неоген-четвертичный структурные этажи.

По общему характеру дислокаций и формационным закономерностям в пределах структурных этажей каледонско-герцинско-раннемезозойского тектогенеза, а также с учётом внутреннего строения фундамента и современной морфологии его поверхности Тимано-Печорская плита разделена на следующие крупные (надпорядковые) тектонические элементы: Тиманская гряда, Ижма-Печорская синеклиза, Малоземельско-Колгуевская моноклинал, Печоро-Колвинский авлакоген, Хорейверская впадина, Варандей-Адзвинская структурная зона, Пайхойско-Новоземельская раннекеммерийская складчатая система и Предуральский краевой прогиб. Отложения среднемеозойско-кайнозойского цикла залегают со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на различных структурно-формационных подразделениях герцинид и образует два верхних структурных этажа платформенного чехла, принадлежащих уже Печорской наложенной синеклизе.

Особенности тектоники каждого этажа отражены на структурных картах, составленных по поверхностям несогласий с вышележащим этажом или же по маркирующим горизонтам регионально развитых формаций, характерных для определённых тектонических обстановок. Так, структура ордовикско-нижнедевонского этажа иллюстрируется картой по разновозрастной поверхности слагающих его отложений (прил. 4). Строение сложно построенного среднедевонско-турнейского этажа представлено двумя картами: по подошве доманиковского горизонта (прил. 5) и по поверхности несогласия с вышележащим визейско-нижнепермским доорогенным подэтажом (прил. 6). Структура последнего отображена картой по разновозрастной поверхности слагающих этаж доорогенных карбонатных формаций (прил. 7). Тектоника верхнего орогенного подэтажа изображена на карте по подошве триаса (прил. 8).

Тиманская гряда – гипсометрически наиболее высокая структура Тимано-Печорской плиты по подошве осадочного чехла. В её строении принимают участие почти все структурные этажи плиты, но с ограниченным распространением и объёмами. Силурийско-нижнедевонские отложения нижнего этажа известны лишь на севере гряды. Шире развиты средне-верхнедевонские формации, но их толщины резко сокращаются на склонах поднятий до полного исчезновения в сводах. Отложения визейско-нижнепермского возраста с размывом перекрывают разные горизонты верхнего девона. Верхнепермские толщи заполняют впадины. У структурных планов осадочного чехла и поверхности фундамента в целом наблюдается соответствие.

Западные дислокации Тиманской гряды – Обдырский, Синдорский, Джебим-Парминский и Ксенофоновский валы сложены пермскими, каменноугольными и частично нижнефранско-фаменскими отложениями, залегающими на породах рифея. Крутые западные крылья валов нарушены взбросами, принадлежащими к системе Западно-Тиманского разлома. У Четласского поднятия осадочные породы, от живетского яруса до верхней перми, присутствуют лишь на осложнённых разломами крутых склонах, часто имеющих форму флексур. Неглубокие грабены в его своде заполнены терригенными нижнефранскими толщами. В своде асимметричного Цилемского вала тоже имеются грабены с терригенными средним и верхним девонами. Пологое восточное крыло этого вала сложено терригенным девонами с вулканокластическими образованиями, покровами базальтов и долеритовыми силлами. На более крутом западном крыле отмечены, помимо девонских, каменноугольные и пермские отложения.

Вымско-Очпарминский дизъюнктивный вал по надвику перекрывает расположенную к западу от него Верхневымскую депрессию, где отсутствуют девонские отложения. Однако они появляются на восточном склоне вала. Следует также отметить, что толщина карбона в депрессии равна 0.8 км, против 0.15-0.2 км в присводовой части вала.

Свод Канино-Северо-Тиманского мегавала, имеющего сундучную форму, сложен терригенно-карбонатными отложениями силура и терригенными – нижнего и среднего девона. В строении крутых с флексурами крыльев участвуют отложения верхнего девона, карбона и перми. Осложняющие крылья разломы сопровождаются покровами базальтов. Канино-Северо-Тиманский мегавал отделён от Цилемского и Четласского поднятий Косьминской депрессией, где толщина нижнефранских вулканогенно-осадочных пород достигает 400 м.

Ухта-Ижемский вал, в отличие от других дислокаций Тиманской гряды, обладает симметричным строением, в котором участвуют отложения среднего и верхнего девона, карбона и перми. Среднедевонские толщи залегают неширокой полосой на северо-восточном склоне вала, распространяясь лишь заливами в его присводовую часть. Там же встречены грабены со среднедевонскими и нижнефранскими терригенными породами, долеритами и диабазами. Самой крупной структурой вала является Ухтинская антиклиналь, осложнённая более мелкими брахиантиклиналями. Вдоль сочленения Ухта-Ижемского вала с Ижма-Печорской синеклизой протягивается цепочка небольших (2х8) малоамплитудных структур (Нямедьская, Кушкоджская, Седьельская и др.).

Ижма-Печорская синеклиза (ИПС), расположенная между Тиманом и дислокациями Печоро-Колвинского авлакогена, в своих границах примерно соответствует одоимённому блоку фундамента. На фоне общего погружения всех структурных этажей к Предуральскому прогибу выделяются крупные и сравнительно пологие структурные ступени – Янгытская, Кипиевская, Ижемская, Нерицкая, Лузская, Ронаельская, Лемъюская, Тэбукская и Омра-Сойвинская. Пять последних структур, а также Джебольшая ступень объединяются в Омра-Льжскую седловину. Восточную часть седловины осложняет Мичаю-Пашнинский вал, приуроченный к Ильч-Чикшинской системе разломов и представляющий собой приразломную

шовную дослокацию на границе с Верхнепечорской впадиной Предуральяского прогиба. Амплитуда складок вала увеличивается с глубиной – от 15-20 м в карбонатных породах нижней перми до 300 м в отложениях среднего девона. Здесь вследствие отсутствия терригенной формации нижнего-среднего ордовика карбонатные отложения верхнего ордовика залегают непосредственно на фундаменте. В центральной части седловины и северо-западнее толщина терригенного ордовика достигает 0.8 км и более.

Подобные палеоподнятия фундамента, связанные с окраинным гранито-плутоническим поясом венд-кембрийского возраста, прослеживаются к северо-западу от Мичаю-Пашинского вала, вдоль Припечорской системы разломов. Отражением этой погребённой Седухинско-Кипиевской структурной зоны в осадочном чехле являются Кипиевская и Янгытская ступени, Седухинский вал, замыкающий Ижма-Печорскую синеклизу на севере. Для локальных структур Тэбукской, Лемьюской и Лузской ступеней (Западно-Тэбукской, Ареской, Турьшевской и др.) в центральной части Омра-Льжской седловины характерно, наоборот, увеличение амплитуды вверх по разрезу. Это объясняется развитием органогенных построек, образующих три последовательно сменяемые друг другом с запада на восток и омолаживающиеся (от среднего до позднего франа) полосы, которые простираются от Ухта-Ижемского вала до Лузской и Кипиевской ступеней. Северо-западнее Омра-Льжской седловины наблюдается резкое сокращение площади развития силурийских и среднедевонских отложений.

Установленная по поверхности фундамента Ерсинская синклиальная структура также прослеживается в вышележащих осадочных образованиях. На ограничивающей её с юга Ижемской ступени имеются малоамплитудные поднятия, своим происхождением обязанные верхнедевонским рифам. Большинство структур Ижма-Печорской синеклизы, за исключением связанных с рифами, являются сквозными по всем структурным этажам.

На Малоземельско-Колгуевской моноклинали все структурные этажи с возрастающей на глубине амплитудой погружаются в северном и северо-восточном направлениях. Наиболее сложно построен первый этаж, представленный карбонатами силура, и терригенная нижнефранская часть второго. Наследуемые от поверхности фундамента прогибы в виде структурных заливов, раскрывающихся к Куренцовской ступени, сохраняются в этой части осадочного чехла. Такая структурная дифференциация вызвана различной глубиной размыва силурийских и нижнефранских отложений, местами до полного отсутствия, из-за неравномерных тектонических подвижек по разломам фундамента, проникающим в осадочный чехол до нижнего франа включительно. В вышележащей части чехла выделяются Нарьянмарская и Колгуевская структурные ступени, а также Песчаноозерские дислокации (о. Колгуев). Локальные поднятия, осложняющие эти тектонические элементы, в той или иной степени прослеживаются во всех структурных этажах.

Печоро-Колвинский авлакоген (ПКА) относится к разряду сложных. Вдоль его юго-западной и северо-восточной границ простираются крупные инверсионные Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы. Между ними находится Денисовский прогиб (ДП) со сложно-построенным, отчасти инверсионным Шапкина-Юрьяхинским валом. Печоро-Кожвинский мегавал и кулисообразно продолжающий его Шапкина-Юрьяхинский вал тяготеют к Припечорской системе разломов и соответствуют развивавшимся на их месте на среднедевонско-турнейском этапе грабенообразным прогибам с толщиной отложений более 3.5 км. Колвинский мегавал также возник на месте одоимённой системы разломов и унаследовавших их дизъюнктивных синклиналей, но только заполненных позднеордовикско-раннедевонскими отложениями толщиной до 3-3.5 км.

Печоро-Кожвинский мегавал (ПКМ) представляет собой систему кулисообразно сочленяющихся друг с другом валов – Льжско-Кыртаельского, Мутноматерикового и Лебедин-

ского. Общая толщина осадочного чехла нарастает от 3 км в наиболее приподнятой центральной части мегавала до 6 км в его северо-западных и до 8 км в юго-восточных районах. Отложения верхнеордовикско-нижнедевонского структурного этажа распространены на Льжско-Кыртаельском валу и Печорогородской ступени, где их толщина достигает 2 км и сокращается до 0.5-0.8 км в северном направлении. Максимальная толщина среднедевонско-турнейского этажа приурочена к юго-западной приразломной части мегавала. Равномерное, но быстрое сокращение её наблюдается от приразломной части мегавала к востоку от 2.5 и в более резкой форме до 1.5 км – к границе с Ижма-Печорской синеклизой. Одновременно в восточном направлении происходит смещение сводов структур с глубиной (в среднем девоне на 4-5 км, в нижнем – до 10 км). Часть локальных структур Льжско-Кыртаельского вала (Южно-Льжская, Кыртаельская, Южно-Кыртаельская, Югидская и др.) характерны конседиментационным развитием в доинверсионный период. Инверсионным подвижкам обязано несогласное залегание пермских и триасовых отложений на различных горизонтах карбона и верхнего девона.

Мутноматериковый вал гипсометрически самый приподнятый. Здесь внутри среднедевонских отложений вскрыты гранодиориты, абсолютный возраст которых соответствует 389(±5) млн.л. Вдоль западного склона Лебединского вала и через его Среднешапкинскую структуру в направлении южной части Шапкина-Юрьяхинского вала проходит полоса развития верхнедевонских рифогенных образований.

Шапкина-Юрьяхинский вал – асимметричная структура с крутым, осложнённым кулисными разломами западным крылом и пологим восточным. Все локальные структуры вала (Юрьяхинская, Пашшорская, Южно-Шапкинская и другие) хорошо выражены, особенно в отложениях визейско-верхнекаменноугольного структурного подэтажа. Характерно развитие верхнедевонских и нижнепермских рифогенных образований. К северу происходит сокращение толщины среднедевонско-нижнефранских терригенных отложений до полного или на значительную часть “стратиграфического срезания” с одновременным увеличением толщины верхнеордовикско-нижнедевонского этажа (до 2 км) и смещением сводов структур с глубиной. Участки активного прогибания силурийско-раннедевонского и среднедевонско-каменноугольного времени контролировались Шапкина-Юрьяхинским разломом. Севернее Коломорского вала, находящегося уже в море, дислокации Денисовского прогиба затухают.

Лайский вал расположен в центральной части Денисовского прогиба и объединяет ряд структур северо-западного простираения – Лаявожскую, Командиршорскую, Мишваньскую. Первая из них – наиболее значительна по размерам (30x180 км). Её амплитуда увеличивается вверх по разрезу вследствие инверсионного развития и присутствия верхнекаменноугольных и нижнепермских биогермных образований (от 100 м в среднем фране до 250 м в перми). Северная периклираль Лаявожской структуры “нависает” над депрессией фундамента, для которой характерны значительные толщины (до 1.5 км) верхнеордовикско-нижнедевонского структурного этажа, а также присутствие среднедевонских отложений. Командиршорская и Мишваньская структуры являются унаследованными и расположены в пределах Лайско-Лодминского вала по поверхности фундамента. Вследствие этого среднедевонские и нижнефранские терригенные отложения распространены повсеместно: они отсутствуют в своде Мишваньского поднятия, а на Командиршорской структуре ограничиваются грабеном, пересекающим её свод. Севернее Лайского вала отложения пермско-триасового структурного этажа заполняют Усть-Печорскую депрессию. Нижележащие толщи в этой части Денисовского прогиба облекают Носовое поднятие фундамента. Здесь нижнефранские отложения перекрывают фундамент. На юге Денисовского прогиба находится Лодминская перемычка, отделяющая его от Большесынинской впадины.

Колвинский мегавал состоит из кулисообразно расположенных валов - Поморского, Ярейюского, Харьягинского, Возейского и Усинского. Все они, за исключением первых двух, своей морфологией, историей развития и положением в современном плане связаны с Главным разломом Колвинской системы. В несколько иной структурной позиции находятся Ярейюский вал, Инзырейское и Верхневозейское поднятия. Особенностью Колвинского мегавала является значительная разница в характере залегания и дизъюнктивной тектонике структурных этажей, участвующих в его строении. Так, мощная толща верхнеордовикско-нижнедевонских отложений (до 3.5 км) заполняет Усинскую брахисинклираль и Харьягинскую депрессию. Их разделяет выдвинутый по нарушениям Возейский горст, где в результате предраннефранского размыва толщина нижнепалеозойского структурного этажа сократилась местами до 0.2 км. В противоположность нижнему этажу с его блоково-ячеистым строением, в верхних этажах прослеживаются довольно пологие структуры. Две из них - Усинский и Харьягинский валы - оказались "навешенными" (инверсионными), а Возейский вал большей частью перекрывает одноимённый горст фундамента. Блоково-ячеистое строение нижнего этажа сохраняется на севере мегавала, но в несколько ином виде. Здесь выделяются две депрессии, разделённые разломом - Ярейюская и Восточно-Ярейюская. Последняя является продолжением основного Колвинского грабена, прослеженного по поверхности фундамента. С нею связано Восточно-Ярейюское погребённое поднятие, выраженное лишь в отложениях среднедевонско-турнейского структурного этажа. Над Ярейюской депрессией по всем структурным этажам палеозоя и нижнего мезозоя, начиная со среднедевонско-турнейского, установлены сквозные Ярейюская, Южно-Хыльчююская и Хыльчююская антиклинальные структуры, объединяемые в Ярейюский вал. В пределах восточного склона этого вала находится Восточно-Ярейюское погребённое поднятие. Сквозные по всему осадочному чехлу Инзырейское и Верхневозейское куполовидные поднятия расположены между разрывными нарушениями, оперяющими Колвинскую систему разломов в сторону Хорейверской впадины. Многочисленные разломы Колвинского мегавала можно распределить на три группы в соответствии с этапами его развития. Первая группа - это нарушения досреднедевонских грабенов, вторая - связана с дифференцированным подъёмом отдельных блоков грабена в раннефранское время и третья - с общей инверсией мегавала по триасовый период включительно. Характерной чертой строения мегавала является пересечение его в субширотном направлении зонами развития позднедевонских органогенных построек (Харьягинский вал), а также развитие органогенных построек ранней перми (Ярейюский вал). Севернее Поморского вала Колвинский мегавал как положительная структура пропадает.

Хорейверская впадина соответствует одноимённому блоку фундамента. Наблюдается несоответствие в строении ордовикско-нижнедевонского и вышележащих структурных этажей. Верхнедевонские отложения с глубоким размывом перекрывают различные горизонты нижнего девона и силура, облекающие наследуемый от поверхности фундамента Большеземельский свод. На месте погребённого свода по верхнедевонским и более молодым отложениям устанавливается Сандивейская группа поднятий и на более низких гипсометрических отметках Коллависовская и Садаггинская ступени. Восточнее Ярейюского и Поморского валов размещается унаследованная от фундамента Чернореченская депрессия, продолжающаяся в акваториальную часть впадины, где сливается с Гуляевской перемышкой. Влияние древних поднятий - Большеземельского свода и Садаггинского поднятия во многом определили современную структуру впадины. Оно выразилось в длительных стратиграфических перерывах и довольно глубоких по амплитуде размывах на рубежах формирования почти всех структурных этажей. Видимо, наличием погребённого древнего поднятия можно объяснить простирающие верхнедевонских рифогенных образований вдоль южной части Садаггинской ступени. Особое положение на юго-востоке впадины занимает Макариха-Салюкинская

антиклинальная зона, по-видимому, также обязанная инверсионному возникновению на месте раннепалеозойского приразломного прогиба. Морфологически Хорейверская впадина уверенно выражена лишь в отложениях перми-триаса, то есть в верхнем структурном этаже герцинско-раннекиммерийского тектогенеза.

Варандей-Адзъвинская зона (ВАЗ) в границах одноимённого блока фундамента представляет собой чередование дизъюнктивных валов и разделяющих их депрессий. Структура осадочного чехла зоны сформировалась вследствие подвижек по разломам, проявившимся ещё в период образования ордовикско-нижнедевонского структурного этажа и последующего инверсионного этапа, дополненного тектоническими напряжениями со стороны Урала и Пай-Хоя.

Вал Сорокина - наиболее западный в Варандей-Адзъвинской зоне. Он состоит из структур, приуроченных к кулисообразно расположенным южной и северной системам разломов и надвигов. Примечательной особенностью является аллохтонная часть вала, выдвинутая по сходящимся в нижних слоях осадочной толщи дизъюнктивным нарушениям. Вал Гамбурцева, разделяющий зону на Морейюскую и Адзъвинскую депрессии, также имеет надразломное происхождение. Секущими разрывными нарушениями вал разбит на клиновидные блоки, к которым приурочены антиклинальные складки. Сарембой-Лекейягинский вал является структурой инверсионного происхождения, дополнительно осложнённой надвигами. Он расположен над впадиной в отложениях нижнего структурного этажа. В современном плане вал представлен двумя параллельными системами локальных поднятий, причём восточная система надвинута на западную. Талотинский вал приурочен к восточному ограничению Варандей-Адзъвинской зоны - Вашуткина-Талотинскому разлому. Разлом, очевидно, глубокого заложения, в осадочном чехле нашёл отражение в виде системы надвигов, по которым крутопадающие пластины пород от силура до перми, образующие западный борт Коротаихинской впадины, надвинуты на поднятия Талотинского вала.

Сложную тектонику Варандей-Адзъвинской зоны определило несоответствие в строении структурных этажей. Так, нижний этаж достигает наибольшей толщины (до 3.3 км) в районе Сарембой-Лекейягинского вала. Его структуры в ордовикско-силурийских отложениях значительно положе, чем в девоне и карбоне. Антиклинальные складки верхних этажей не всегда прослеживаются в нижнем. То же самое наблюдается у антиклиналей валов Сорокина, Гамбурцева, Талотинского. Стратиграфическим перерывом между двумя нижними структурными этажами вызвано отсутствие среднего девона на значительной части зоны; исключение составляют только северные её участки. Однако, там же вследствие предтриасового и предсреднеюрского размывов значительно сокращены толщины структурного этажа, сложенного каменноугольными и пермскими породами. Триас на валах Гамбурцева и значительной части Сарембой-Лекейягинского отсутствует. Здесь сложно дислоцированный в Варандей-Адзъвинской зоне юрско-меловой комплекс залегает непосредственно на среднем карбоне. Триас сохранился лишь в Морейюской депрессии, между валами Гамбурцева и Талотинским. Для северной части вала Сорокина характерно полное развитие палеозоя-кайнозоя. Южнее Лабоганской структуры юрско-меловой комплекс "срезает" породы триаса и частично верхней перми.

Северо-Печорская моноклираль представлена тремя погружающимися на север и северо-восток ступенями - Печороморской, Южно-Новоземельской и Куренцовской. В нижних структурных этажах Печороморской ступени (ордовикско-нижнедевонском и среднедевонско-турнейском) отмечено пологое продолжение периклиналей валов Печоро-Колвинского авлакогена и Варандей-Адзъвинской структурной зоны. Стратиграфически выше рельеф ступеней ещё более выполаживается и они практически объединяются в единую моноклираль с очень незначительным структурным расчленением.

Предуральский краевой прогиб включает (с юга на север) Верхнепечорскую, Большесынинскую и Косью-Роговскую впадины, соответственно разграниченные Среднепечорским поперечным поднятием (СПП) и южными структурами гряды Чернышева. Значительная часть Большесынинской впадины оказалась наложенной на структуры Печоро-Колвинского авлакогена – юго-восточную периклинали Колвинского мегавала и Денисовский прогиб, чем объясняется её северо-западное “тиманское” простирание. В целом структурно-формационный характер впадин определился активным непрерывно расширявшимся на запад прогибанием морфологически неоднородной доорогенной области перикратонных опусканий Тимано-Печорской эпибайкальской плиты с накоплением молассовых формаций перми и триаса толщиной до 6-7 км и последующими напряжениями сжатия в заключительную поздне триасово-раннеюрскую стадию орогенного этапа герцинско-раннекиммерийского тектогенеза.

Менее всего напряжения сжатия оказали влияние на складчатость внешних зон (западных крыльев) Косью-Роговской (КРВ) и Верхнепечорской впадин (ВПВ), морфология которых близка к платформенному типу, а сами дислокации нередко принадлежат структурным элементам, простирающимся в смежные области платформы. Для центральных зон впадин уже характерны антиклинали как отдельные, так и объединённые в системы дислокаций, часто осложнённые взбросами или надвигами (Курьинская, Рассохинская в Верхнепечорской, Романьельская в Косью-Роговской). Иногда надвиги осложняют лишь молассовые толщи, не затрагивая доорогенное (карбонатное) основание прогиба. Складчато-покровные и складчато-чешуйчатые дислокации вместе с тектоническими пластинами являются структурной принадлежностью восточных (внутренних) зон впадин. Так, складчато-покровные дислокации характеризуются серией последовательно надвинутых друг на друга складок (Патраковская, Андюгская Верхнепечорской впадины, Прилемвинские структуры Косью-Роговской). Вблизи поперечных поднятий – южных структур гряды Чернышева, Среднепечорского, и в пределах последнего, развиты складчато-чешуйчатые дислокации, представляющие собой пластины аллохтона, разбитые на отдельные чешуи, которые в свою очередь, состоят из вздыбленных по надвигам антиклинальных складок (Сарьбюдинская, Кырташорская в Верхнепечорской впадине; Интинская, Кожимская в Косью-Роговской; структуры Среднепечорского поднятия – Западно-Соплеская, Войская, Еджид-Кыргинская, Югид-Вуктыльская). Горизонтальное смещение у рассмотренных структур восточной зоны составляет 10-25 км. Тектонические пластины являются третьей разновидностью деформаций восточных зон. Они состоят из вздыбленных по фронтальному надвику протяжённых узких антиклиналей и сопряжённых с ними глубоких и широких синклиналей (Вуктыльская пластина Верхнепечорской впадины, Улдор-Кыргинская и другие – юга Большесынинской). С глубиной к востоку надвиги выполаживаются. Во всех изученных типах дислокаций плоскости срыва приурочены к галогенным породам ордовика, карбонатно-глинистым толщам силура – нижнего девона, среднего – верхнего девона, турне, нижнего – среднего визе.

Коротайхинская впадина принадлежит краевому прогибу в области сочленения Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчатых систем. От Косью-Роговской впадины Коротайхинская отделена Воркутским поперечным поднятием с горстовидными структурами по краям (Верхнероговской и грядой Чернова). В Коротайхинской впадине тектонические пластины прослеживаются до её западного крыла включительно. Однако карбонатное основание западной и центральной зон впадины дислоцировано в пологие складки, а тектонические пластины здесь, за исключением Вашуткина-Талотинской, сложены орогенными формациями перми и триаса. Лишь в строении пластин Припайхойско-Приуральской части участвуют карбонатные доорогенные формации карбона, девона и, возможно, силура. В основании триасовой формации присутствуют покровы базальтов.

Шовная складчато-блоковая система структур гряды Чернышева выделяется в качестве самостоятельного элемента Предуральского прогиба. Она образовалась в предсреднеюрское время над линейной системой разломов, ограничивающих внешнее (западное) крыло Косью-Роговской впадины. Блоки гряды, сложенные доорогенными карбонатными формациями, выдвинуты в большей степени по надвигам в сторону Косью-Роговской впадины и в меньшей – в сторону Хорейверской. Дизъюнктивные синклинали между блоками заполнены триасовыми породами с маломощными покровами базальтов в основании.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данная монография – это обобщение результатов всестороннего регионального изучения осадочного чехла по всему Тимано-Печорскому седиментационному бассейну. Методическую основу исследований составлял эволюционно-генетический подход к воссозданию истории геологического развития как бассейна в целом, так и отдельных его элементов, базирующийся на применении комплекса системного, формационного, историко-геологического анализа и стратиграфии секвенций.

Концепция стратиграфии секвенций приобрела в нефтяной геологии важное значение для интерпретации осадочных систем и активно внедрена российскими исследователями. Имеется опыт применения секвенсстратиграфического анализа и при обобщении материалов по ТПСБ – Мальпшевой Е.О. (1997), Жемчуговой В.А. (1998), Еременко В.И., Ларионовой З.В. (1995, 1997, 1998, 2001), Мартыновым А.В. (1998, 2001).

Методика стратиграфии секвенций – это комплексная интерпретация пластовых моделей, а также соответствующих осадочных обстановок и литофаций по данным сейсмики, скважин и обнажений. Она во многом близка с российской методикой историко-геологического анализа, обе они основаны на выделении и прослеживании естественных историко-геологических подразделений – осадочных секвенций и ритмов. Термины “осадочный ритм” и “секвенция” обозначают хроностратиграфические подразделения. А сами методики базируются на изучении генетически связанных фаций внутри каркаса важнейших хроностратиграфических поверхностей, как разделяющих эти подразделения, так и прослеживающихся внутри них, но более низкого порядка.

Секвенция, согласно Mitchum R.M. (1977), – это относительно согласная последовательность генетически связанных слоев, ограниченная и в кровле и в подошве несогласиями или коррелируемыми с ними согласными поверхностями. Поверхность согласного залегания, коррелируемая с несогласием, определяется (согласно методике историко-геологического анализа) как уровень смены направленности процесса осадконакопления (с регрессивной на трансгрессивную). В трансгрессивных частях секвенций/ритмов в общем случае континентальные, прибрежно-морские или лагунно-морские отложения вверх по разрезу сменяются нормально-морскими. В регрессивных частях направленность изменений по вертикали (по разрезу) противоположная.

Эволюционно (событийно) формирование осадочных секвенций или ритмов связано с естественными историко-геологическими (седиментационными) этапами, определяемыми как время одной трансгрессии и последующей регрессии. В зависимости от масштаба (длительности) трансгрессий выделяются этапы разных порядков.

Комплексное взаимодействие тектоники (эпизодов или этапов регионального прогибания или воздымания), глобальной эвстатики и поступления осадка (изменения его темпов), а также климата контролирует синхронность границ секвенций/ритмов и характер распространения обстановок осадконакопления. Хроностратиграфические границы определенных генетически связанных интервалов (секвенций, ритмов и составляющих их элементов) являются физическими поверхностями, распознаваемыми геологическими и геофизическими методами. Наиболее значимы из них: границы секвенций, трансгрессивные поверхности и поверхности морских разливов.

Граница секвенции – это поверхность несогласия и коррелятивная с ней согласная поверхность, образующаяся в ответ на относительное падение уровня моря. Трансгрессивная поверхность – поверхность первого обширного морского разлива – формируется вследствие быстрого относительного повышения уровня моря. В свою очередь, поверхность морского разлива определяется как поверхность, отделяющая более молодые слои от более древних, для которой имеются доказательства резкого увеличения глубины или площади осадконакопления. Второе для мелководных и плоских палеозойских бассейнов Тимано-Печорской плиты, по мнению авторов, более верно. Процессы резкого углубления и/или расширения седиментации обычно сопровождаются незначительной подводной эрозией или неотложением осадка с указанием на вероятный перерыв. Поверхность максимального разлива или максимального затопления шельфа – это уровень, выше которого может накапливаться конденсированный разрез; она имеет коррелятивные поверхности и на прибрежной равнине и на шельфе.

Каждая секвенция или ритм с учетом их строения подразделяется на более мелкие единицы. В секвенсстратиграфии они называются “системными трактами” или иначе – латеральными фаціальными рядами, осадочными системами (трехмерными комплексами литофаций). Они выделяются на основе объективных критериев, включая типы ограничивающих поверхностей и позицию внутри секвенций, могут быть охарактеризованы геометрией и ассоциациями фаций.

В зависимости от соотношения скорости падения уровня моря и скорости погружения бровки шельфа образуются секвенции двух типов, отличающиеся набором седиментационных систем. Секвенция I типа формируется, когда скорость эвстатического падения превышает скорость погружения шельфа. Она состоит из нижней (низкого стояния уровня моря), трансгрессивной и верхней (высокого стояния уровня моря) осадочных систем. Секвенция II типа формируется в том случае, когда скорость эвстатического падения чуть меньше или равна темпу погружения. Она состоит из окраинно-шельфовой, трансгрессивной и верхней осадочных систем.

“Низкое” и “высокое стояние” являются описательными терминами, которые связаны с позицией внутри секвенций; в связи с системными трактами эти термины не определяют период времени или позицию в эвстатическом или относительном цикле уровня моря.

Нижняя осадочная система формируется во время самого низкого положения уровня моря и медленного его подъема. Она ограничена снизу границей секвенции I типа, а сверху – трансгрессивной поверхностью; состоит из фана (конуса выноса) на дне бассейна, склонового фана и нижнего седиментационного клина. Проксимальная часть последнего состоит из “заполнений” вложенных долин и связанных с ними близ береговых осадков на шельфе или верхнем склоне. Дистальная часть клина образована преимущественно глинистыми клиноформными единицами значительных толщин, которые подошвенно налегают на склоновый фан. Большая часть УВ, добываемых из обломочных пород, как известно, происходит из нижних осадочных систем.

Окраинно-шельфовая осадочная система является самой нижней в секвенции II типа. Она может быть образована по всему шельфу и состоит из одного или более слабо проградированных или аградированных пакетов мелководно-морских слоев с “воздымающимися” осадками прибрежных равнин. Основанием окраинно-шельфовой системы является нижняя граница секвенции II типа, а кровлей – первая поверхность значительного затопления на шельфе.

Трансгрессивная и верхняя системы в секвенциях обоих типов сходны. Трансгрессивная осадочная система формируется на стадии быстрого подъема уровня моря и значительного увеличения площади осадконакопления. Снизу она ограничена трансгрессивной повер-

хностью, а сверху – поверхностью максимального затопления шельфа; сформирована ретроградационными (отступающими, прогрессивными) элементами, которые также могут содержать коллекторы.

Верхняя осадочная система образуется с момента максимального затопления шельфа, на стадии замедления и прекращения подъема уровня моря, спокойного высокого стояния и во время медленного падения его. Она сформирована агградационными (в нижней части) и проградационными (наступающими, выдвигающимися, регрессивными) толщами (в верхней части). Обычно эта часть секвенции значительно срезается границей вышележащей секвенции.

Фундаментальным в стратиграфии секвенций является положение о том, что геометрия пластов, обстановки осадконакопления и литология отложений контролируются четырьмя главными независимыми переменными (факторами): тектоническим прогибанием (или воздыманием) территории, эвстатическими колебаниями уровня моря, темпами (и объемами) поступления осадков и климатом.

Бассейновые секвенции, по определению, формируются в ответ на относительные изменения уровня моря, а ограничивающие их несогласия – в ответ на его относительные падения; т.е. эвстатика является одной из основных независимых переменных, контролирующей формирование этих секвенций.

Но вполне справедливо периодически возникает вопрос о правомерности использования секвенсстратиграфической методики (разработанной на разрезах континентального склона – океанического бассейна, затем расширенной для шельфовых и прибрежных разрезов) к изучению континентальных толщ, в данном случае – верхнепермских, триасовых и юрских отложений ТПП.

Несомненно, что влияние эвстатики при образовании континентальных толщ отсутствует. Их формирование контролируется, прежде всего, тектоникой и изменением темпов поступления осадка. Вместе с тем, ритмичное (циклическое) строение континентальных отложений верхней перми, триаса и юры отчетливо; в их составе выделяются и прослеживаются прогрессивные и регрессивные элементы; улавливаются уровни смены направленности процесса аккумуляции, изменения площади осадконакопления, поверхности несогласий. Все это позволило авторам применить секвенсстратиграфическую концепцию для изучения континентальных толщ. Следует лишь оговорить, что понятие “трансгрессии” в этом случае имеет условный характер и означает увеличение площади осадконакопления и смену генетических типов отложений.

Выделение и прослеживание осадочных систем и составных элементов секвенций, проведенные в процессе исследования, обеспечили создание хроностратиграфического каркаса для последующего литофациального анализа и, в свою очередь, определили возможность прогноза фаций внутри него. Этот прогноз особенно важен для диагностики и анализа коллекторских, нефтегазоматеринских и изолирующих пород в пределах всего бассейна.

Кроме того, применение секвенсстратиграфической методики и, прежде всего, изучение периодичности процесса осадконакопления и выявление уровней смены его направленности показали, что некоторые традиционно выделяемые литостратиграфические подразделения и, в том числе, свиты принадлежат разным секвенциям (ритмам), т.е. эволюционно-генетически связаны с разными этапами (стадиями, фазами) истории геологического развития тех или иных осадочных бассейнов. Все это свидетельствует о необходимости дальнейшей детализации и корректировки стратиграфических схем.

Литолого-фациальный анализ проводился внутри выделенных секвенций и осадочных систем традиционными методами – на основе гипсо-батиметрической зональности. Полный ряд, отражающий особенности эволюции обстановок осадконакопления в ТПСБ, охватывает

самые разнообразные области – от континентальных возвышенных и низменных, прибрежно-морских до шельфовых и континентального склона. Литолого-фациальные зоны в пределах областей выделены по набору, составу и облику пород (осадков), по составу содержащихся в них остатков ископаемых организмов, количественных и пространственных (по разрезу) соотношений типов пород.

В процессе исследований анализ проводился для разных по объему стратиграфических подразделений (от отдела, яруса до горизонта – в зависимости от степени изученности и требований практики геолого-разведочных работ), отвечающих как целым секвенциям того или иного порядка, отдельным осадочным системам, так и их более детальным элементам. Суммирование последних, в свою очередь, дает полное представление о строении более крупных седиментационных комплексов, соответствующих естественно-историческим этапам эволюции бассейна. Результатом этого анализа являются 38 содержащихся в атласе региональных литолого-фациальных карт.

Эволюция территории ТПСБ и тектонических ее элементов прослежена по палеоструктурным построениям, реконструкциям погружений-воздыманий различных областей бассейна. Этот анализ проведен на основе серии палеогеологических и палеоструктурных карт, по результатам изучения перерывов в осадочном чехле.

По масштабам и, прежде всего, по площади проявления перерывы подразделены на региональные (на большей части – более 50% - территории бассейна), зональные (в нескольких крупных областях бассейна) и локальные (на ограниченных площадях). По продолжительности перерывы оценивались как непродолжительные (до 5 млн. лет), средней продолжительности (5-40 млн. лет) и длительные (более 40 млн. лет).

Кроме того, авторами предложено деление перерывов, а точнее, соответствующих им несогласий по связи с историко-геологическими событиями на: 1) общие структурные несогласия, разделяющие крупнейшие структурные ярусы; 2) несогласия, разделяющие структурные этажи; 3) несогласия, являющиеся границами секвенций и 4) несогласия, совпадающие с хроностратиграфическими поверхностями внутри этих секвенций, и, соответственно, с границами секвенций более мелкого порядка.

В рамках данной работы традиционно проанализированы амплитуды и масштабы наиболее крупных региональных стратиграфических перерывов: предордовикского, предсреднедевонского, предджемско-тиманского, предвизейского, предпермского, предтриасового и предюрского. По некоторым поверхностям соответствующих этим перерывам несогласий, как уже упоминалось, проводятся региональные структурные (в том числе палео-) построения.

**ГЛАВА 3. РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ
РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФАНЕРОЗОЯ
(с позиции секвенстратиграфии)**

Осадочный (платформенный) чехол на Тимано-Печорской плите начал формироваться с позднего кембрия (?) – раннего ордовика. Стратиграфически на большей части континентальной территории он охватывает разрез по мел включительно (прил. 55, 56). Более молодые отложения в данной работе не рассматриваются.

Общие толщины осадочного чехла возрастают с юга на север и с запада на восток. В центральных частях плиты они составляют 4-7 км и достигают 10-14 км в Предуральском краевом прогибе. На поднятиях и сводах толщина не превышает 3-4 км, на Тиманской гряде она резко сокращена, участками чехол отсутствует и на дневную поверхность выходит фундамент.

На сегодня общепринято мнение о том, что историко-геологическое развитие эпибайкальской Тимано-Печорской плиты характеризовалось периодичностью (или стадийностью) и в общих чертах синхронно с эволюцией смежного Уральского подвижного пояса.

Геологическая история этих крупнейших тектонических элементов большинством исследователей подразделяется на три основных цикла: 1) незавершенный каледонский, ограничившийся лишь начальной стадией; 2) завершенный герцинско-раннекеммерийский и 3) ныне продолжающийся позднекеммерийско-альпийский (мезозойско-кайнозойский).

В разрезе осадочного чехла плиты периодическая смена тектонических режимов отразилась несколькими значительными (значимыми историко-геологически, т.е. событийно) региональными перерывами и соответствующими им угловыми и стратиграфическими несогласиями. Они разделяют чехол на несколько структурных этажей (и подэтажей) и фиксируют уровни смены формаций, слагающих эти этажи.

Отложения каледонского (раннепалеозойского) цикла на сегодня объединены только в один ордовикско-нижнедевонский структурный этаж (табл. 3.1) Он сложен базальной красноцветно-сероцветной формацией верхнего кембрия (?) - нижнего ордовика. Вверх по разрезу она сменяется мелководно-шельфовой, преимущественно карбонатной формацией среднего - верхнего ордовика, силура и нижнего девона, которая характеризуется значительной изменчивостью и по латерали и по разрезу. На северо-западе региона в нижнем девоне развита обломочная пестроцветная формация.

Анализ материалов бурения и сейсморазведки свидетельствует о неравномерном распространении формаций нижнего структурного этажа. Для палеоподнятий (Лайско-Лодминского, Большеземельского, Адзвинского, Омра-Льжского, Динью-Западно-Вуктыльского и др.) характерны сокращения толщин и внутриформационные перерывы. Максимальные толщины (до 3200 м) и стратиграфические объемы выявлены в грабенообразном Колвинском прогибе, а также на востоке – в областях перикратонных опусканий (до 5000 м и более).

Формации герцинско-раннекеммерийского цикла имеют более широкое, практически повсеместное распространение, выходя за пределы ТПСБ, образуют более полный и завершенный ряд, они лучше изучены. Все это позволяет подразделить герцинский цикл на две стадии геотектонического развития. Им также отвечают структурные этажи.

Нижний из них - среднедевонско-турнейский - объединяет преимущественно терригенную сероцветную фалаховую аллохтонную формацию, в том числе грабеновую субфор-

Таблица 3.1
Общестратиграфическое, секвенстратиграфическое и структурно-формационное расчленение палеозойско-мезозойской части осадочного чехла ТПСБ

ГРУППА	ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				ЦИКЛЫ ТЕКТО- ГЕНЕЗА <small>(Бозичий В.И. 1990)</small>	СТРУК- ТУРНЫЕ ЭТАЖИ	НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПОДКОМПЛЕКСЫ								
	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	СЕКВЕНЦИИ											
МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВАЯ	K ₂	m	ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ	ПОЗДНЕКЕММЕРИЙСКО-АЛЬПИЙСКИЙ	ЮРСКО-МЕЛОВОЙ									
			km												
			sl												
			k												
			t												
		s													
	K ₁	al	АПТ - АЛЬБСКАЯ												
		a													
		br													
		ep													
J ₃	h	ВЕРХНЕЮРСКО-НЕОКОМСКАЯ													
	v														
J ₂	km	СРЕДНЕЮРСКАЯ													
	k														
	bt														
	b														
J ₁	a	НИЖНЕЮРСКАЯ													
	t														
	s														
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	ТРИАСОВАЯ	T ₃	r	ТРИАСОВАЯ	ГЕРЦИНСКО-РАНЕКЕММЕРИЙСКИЙ (СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ)	ВИЗЕЙСКО-ТРИАСОВЫЙ	ТРИАСОВЫЙ ТЕРРИГЕННЫЙ НГК								
			l												
			u												
	P ₂	z	ПЕРМСКАЯ												
		u													
		k													
	P ₁	ar													
		s													
	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	C ₃	g	k				СРЕДНЕ-ВЕРХНЕ-КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	ГЕРЦИНСКО-РАНЕКЕММЕРИЙСКИЙ (СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ)	ВИЗЕЙСКО-ТРИАСОВЫЙ	ВЕРХНЕПЕРМСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ НГК НИЖНЕПЕРМСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ НГК				
				ni											
C ₁		b	s	v	ВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКАЯ	ВИЗЕЙСКО-ТРИАСОВЫЙ	СРЕДНЕВИЗЕЙСКО-НИЖНЕПЕРМСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ НГК								
				v											
ДЕВОНСКАЯ	D ₃	p	t	СРЕДНЕДЕВОНСКО-ТУРНЕЙСКАЯ	КАЛЕДОНСКИЙ (РАНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ)			ОРДОВИКСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЙ				НИЖНЕ-СРЕДНЕВИЗЕЙСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ НГК ДОМАНИКОВО-ТУРНЕЙСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ НГК НИЖНЕ-СРЕДНЕФРАНСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ НГК СРЕДНЕДЕВОНСКО-ЯРАНСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ НГК			
			zv												
	D ₁	p	e	ПРЖИДОЛЬСКО-НИЖНЕДЕВОНСКАЯ											
			l												
СИЛУРИЙСКАЯ	S ₂	p	ld	НИЖНЕСИЛУРИЙСКО-ЛУДЛОВСКАЯ									КАЛЕДОНСКИЙ (РАНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ)	ОРДОВИКСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЙ	СРЕДНЕОРДОВИКСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ НГК
			v												
	S ₁	l													
ОРДОВИКСКАЯ	O ₃	k	ld	СРЕДНЕ-ВЕРХНЕ-ОРДОВИКСКАЯ					КАЛЕДОНСКИЙ (РАНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ)	ОРДОВИКСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЙ	НИЖНЕОРДОВИКСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ КОМПЛЕКС				
			l												
	O ₁	a	t	ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕОРДОВИКСКАЯ											
t															
Є	Є ₃														

мацию среднего девона – низов франа, и так называемую “тройственную” формацию среднего франа – турне.

Фалаховая аллохтонная формация среднего девона – яранского горизонта верхнего девона развита крайне неравномерно. Наибольшие толщины (до 1.5 км) и стратиграфические объемы ее связаны с грабенообразными (рифтогенными) палеопрогитами, прежде всего, с югом Печоро-Кожвинского и Среднепечорским. На крупных палеоподнятиях (Ижма-Печорское, Большеземельское) она отсутствует. Нижнефранская преимущественно сероцветная песчано-глинистая формация (20-800 м) имеет более широкое распространение по территории. С нею сопряжена имеющая ограниченное развитие вулканогенно-терригенная субформация (до 250 м).

“Тройственная формация”, в отличие от авторов этого термина (Королук, Максимова, 1980), принимается в более широком понимании. В ней сложно (и по латерали и по вертикали) сочетаются не только рифовая, депрессионная субформации и толщи заполнения, но и эволюционно связанная с ними мелководно-шельфовая субформация. Толщины этой преимущественно карбонатной части нижнего этажа изменяются от 0.1 до 1.2 км; в рифтогенных зонах Печоро-Колвинского авлакогена достигают 2.0 (возможно даже 3.0) км.

Верхний – визейско-триасовый – этаж начинается сероцветной континентальной, прибрежно-морской и дельтовой угленосно-терригенной (до 80 м) и мелководно-шельфовой преимущественно карбонатной (до 300 м) формациями нижнего-среднего визе. Основной объем его нижнего подэтажа (по верхний карбон включительно) составляет мелководно-шельфовая карбонатная формация. Толщины последней в областях перикратонных опусканий и в Печоро-Кожвинском, Среднепечорском палеопрогитах достигают 700-800 м.

Верхний – пермско-триасовый – подэтаж, также, как и нижний, характеризуется формационной изменчивостью. В Приуральских областях он сложен орогенными формациями – флишем, сероцветной (до 2000 м) и пестроцветной (300-2000 м) молассаами, угленосной (120-6000 м) и эвапоритовой (150-860 м) субформациями. На остальной территории плиты флишoids и сероцветная моласса замещаются карбонатной формацией (содержащей рифтогенные образования), а соленосные толщи – сульфатными, угленосные – красноцветными. Вверху они перекрываются континентальной пестро- и сероцветной формацией триаса.

Позднекимммерийско-альпийскому циклу соответствовало формирование двух структурных этажей – юрско-мелового и неоген-четвертичного. Они сложены преимущественно терригенными формациями (континентальными и морскими) с толщинами от нескольких до 800-1000 м. В сравнении с более древними, эти структурные этажи в континентальной части плиты редуцированы, имеют меньшее распространение и небольшие толщины, в отличие от акваториальных областей, которые примыкают к интенсивно погружающейся части Баренцевоморского шельфа. В этих областях юрско-меловые толщи являются, наряду с верхнепермско-триасовыми, доминирующими.

При анализе геологической истории Уральского подвижного пояса В.П. Шатровым (1999) подчеркнута следующая закономерность: каждый тектонический цикл начинается и заканчивается деструкцией земной коры с образованием рифтов и грабенов. Такие деструктивные импульсы проявились на рубеже кембрия - ордовика, силура - девона, в раннем карбоне, на рубеже перми и триаса.

Переломные моменты в направленности геологических, прежде всего, тектонических процессов выявлены на этих же уровнях и в истории развития Тимано-Печорской плиты. Они разделяли этапы формирования соответствующих структурных этажей осадочного чехла: нижнепалеозойского (каледонского), среднепалеозойско-нижнемезозойских (герцинско-раннекимммерийского) и юрско-мелового (позднекимммерийско-альпийского). Следует уточнить, что в Западно-Уральской мегазоне нижнепалеозойский (ордовикско-нижнедевонский)

этаж включает также самые верхи верхнего кембрия, а среднедевонско-турнейский – верхи нижнего девона.

Сравнительный анализ строения структурных этажей и анализ периодичности процесса осадконакопления показал, что структурные этажи имеют сложное строение, и позволил выделить в их составе секвенции одинакового порядка (рис. 3.1).

В каледонском – нижнепалеозойском этаже намечены четыре секвенции с продолжительностью формирования 20-35 млн. лет: нижнеордовикская, средне-верхнеордовикская, нижнесилурийско-лудловская и пржидольско-нижнедевонская.

Герцинско-раннекимммерийские этажи подразделены на средне-верхнедевонско-турнейскую, визейско-серпуховскую, средне-верхнекаменноугольную, пермскую и триасовую секвенции. Продолжительность их формирования изменялась от 25 до 45 млн. лет.

Одной из наиболее сложных и интересных является проблема принадлежности триасовой секвенции. В данной работе она традиционно рассмотрена в составе среднедевонско-триасового структурного этажа. Вместе с тем, особенности строения триасовых толщ, характер важнейших историко-геологических событий на рубеже палеозойской и мезозойской эр позволяет поставить вопрос о возможной роли триасового этапа как начальной фазы следующего мезозойского мегаэтапа осадконакопления (Шабанова, Калантар, 1999).

В позднекимммерийско-альпийском этаже намечены нижнеюрская, среднеюрская, верхнеюрско-неокомская, апт-альбская и верхнемеловая секвенции с продолжительностью формирования 20-35 млн. лет.

Осадочные геологические формации в разрезе секвенций являются элементами крупной ритмичности, соответствуя фазам развития палеобассейнов. Изменения вещественного состава стратиграфических подразделений подчиняются закономерностям, присущим данной конкретной секвенции или комплексу.

Таким образом, осадочный чехол ТПСБ подразделен на 14 соразмерных секвенций. В свою очередь, степень изученности некоторых интервалов разреза (например, девонского) позволяет выделять секвенции (ритмы) нескольких более мелких порядков.

Далее кратко дана характеристика каждой из них и в табличной форме показаны стратиграфические объемы секвенций и слагающих их фациальных рядов (системных трактов), соотношение секвенций более мелкого порядка с подразделениями общей, региональной и местных шкал.

Общая (сводная) таблица 3.1 иллюстрирует положение секвенций в структурных этажах, а также положение нефтегазоносных комплексов в системе этих секвенций.

3.1. Секвенции каледонского (нижнепалеозойского) структурного этажа

Каледонский этаж охватывает нижнепалеозойскую часть осадочного чехла, соответствует одноименному этапу. Его кровля залегает на различных глубинах: от 900 м – в центральных районах Ижма-Печорской синеклизы до 5-10 км – во впадинах Предуральского и Предпайхойско-Новоземельского прогибов, в Печоро-Колвинском авлакогене. На северном Тимане и западном склоне Урала разные уровни этажа выходят на дневную поверхность.

Сформирован этот этаж преимущественно карбонатной крайне мелководной шельфовой формацией, на востоке содержащей рифы краевого поднятия. Этим определяется характерная особенность строения большей части выделяемых в ее составе секвенций – слоистый пластовый характер, частые внутрiformационные перерывы. Последние отличаются кратковременностью, а соответствующие им размывы – малыми амплитудами, но широким территориальным проявлением. Исключение составляет лишь более продолжительный предка-

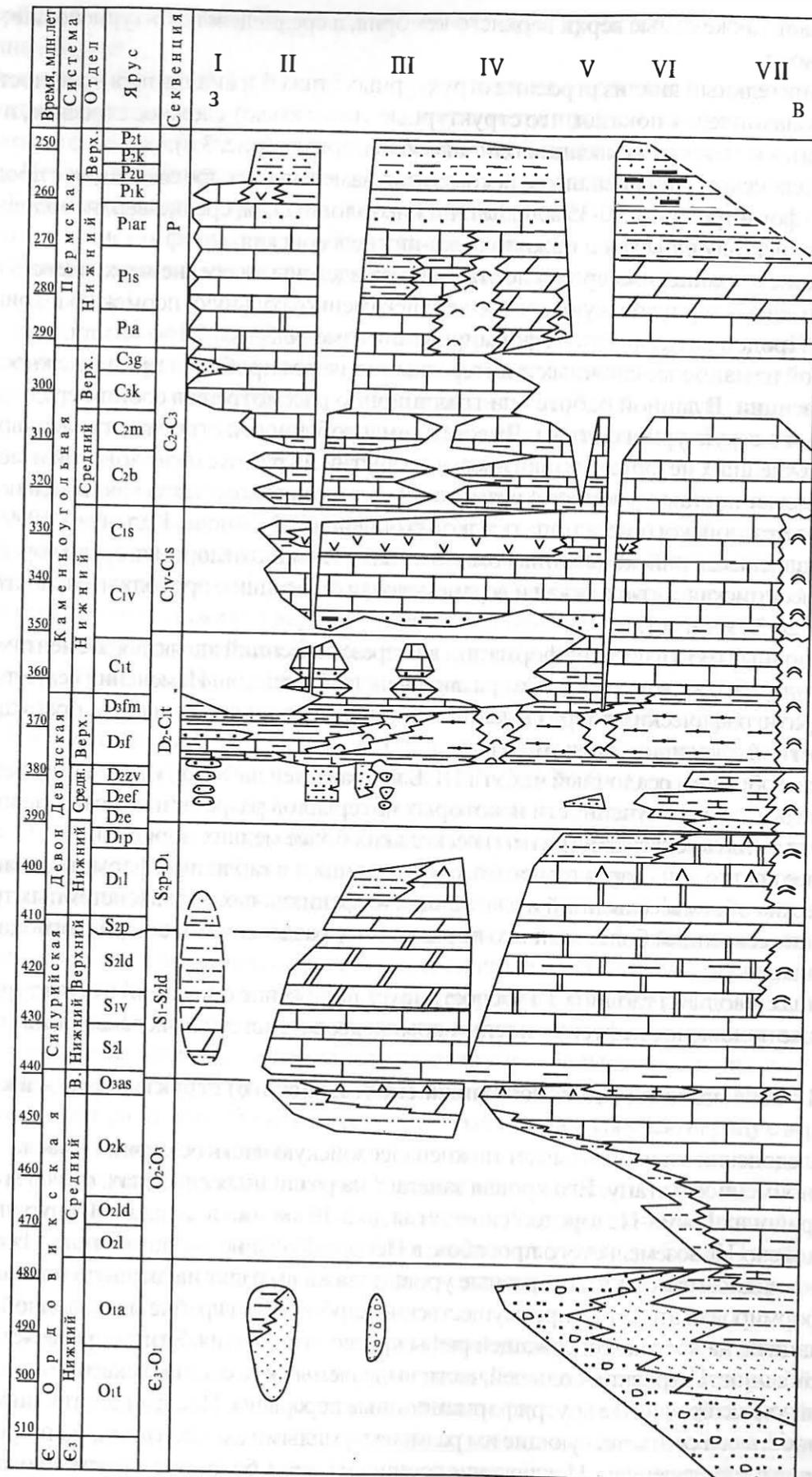


Рис. 3.1. Схема строения осадочного чехла Тимано-Печорской плиты

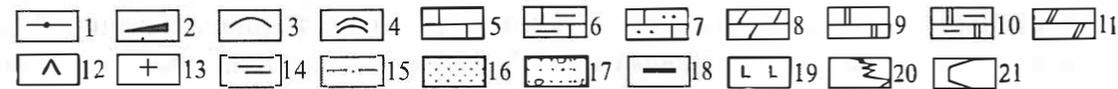
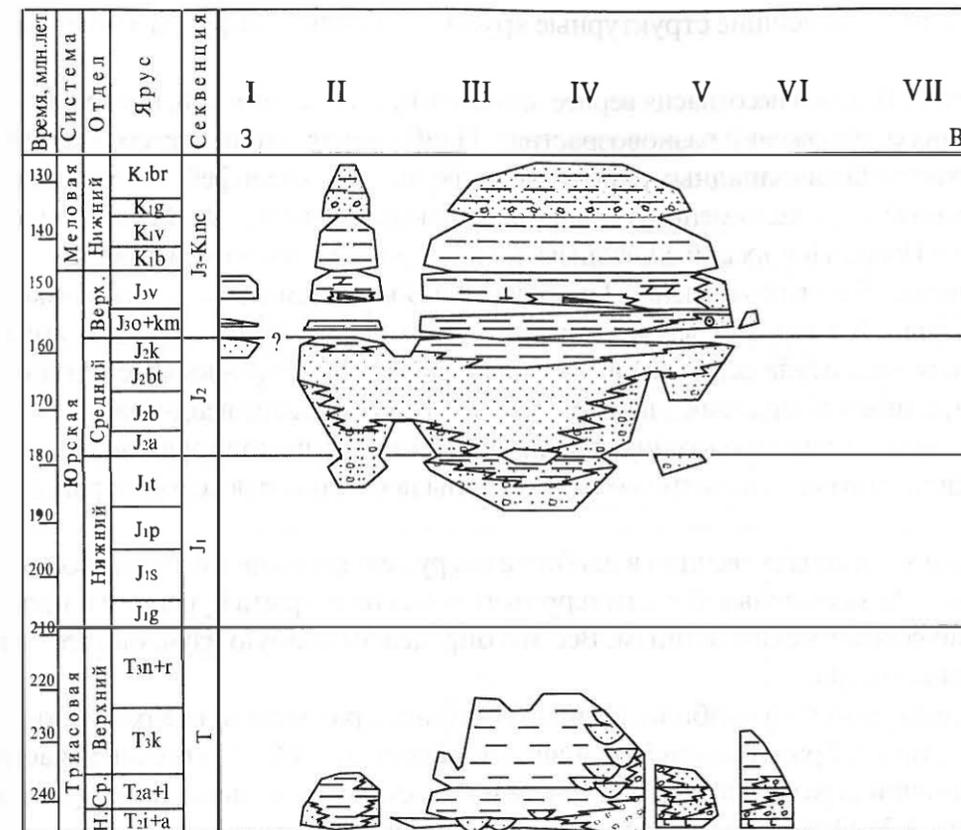


Рис. 3.1. Окончание (начало на стр. 25)

1 - кремнисто-битуминозные известняки и сланцы (доманикоиды); 2 - горючие сланцы; 3-4 - рифогенные образования: 3 - внутришельфовые; 4 - краевых поднятий; 5-7 - известняки, в том числе: 6 - глинистые, 7 - песчанистые; 8 - мергели; 9-10 - доломиты, в том числе: 10 - глинистые; 11 - домериты; 12 - сульфаты; 13 - соли; 14 - глины, аргиллиты; 15 - алевролиты и тонкозернистые песчаники; 16 - песчаники; 17 - крупнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты; 18 - угли; 19 - базальты; 20 - фациальные замещения; 21 - общая площадь отложений, сохранившихся от размыва.

I - Тиман, II - Ижма-Печорская синеклиза, III - Печоро-Колвинский авлакоген, IV - Хорейверская впадина, V - Варандей-Адзъвинская зона, VI - Предуральский прогиб, VII - Западный склон Урала.

радокский перерыв, отделяющий большую карбонатную часть этажа от базальной, преимущественно обломочной.

С учетом этих особенностей строения две нижние из четырех выделенных секвенций – нижнеордовикскую и средне-верхнеордовикскую – можно очень условно оценить как секвенции I-го типа. Карбонатные секвенции – нижнесилурийско-лудловская и пржидольско-нижнедевонская, по мнению авторов, являются секвенциями II-го типа.

Следует обратить внимание, что все эти секвенции и, следовательно, каледонский этаж в целом территориально практически не выходят за пределы ТПСБ.

Верхнекембрийско-нижнеордовикская секвенция

Верхнекембрийско-нижнеордовикская секвенция является базальной, и не только для нижнего каледонского структурного этажа, но и для осадочного чехла в целом. Несогласие, ограничивающее секвенцию снизу, является региональным общим структурным несогласием.

гуевской моноклинали и Северного Тимана. В восточных районах эта часть секвенции характеризуется глинисто-известняковым составом, в центральных областях плиты в ней преобладают глинистые и чистые вторичные доломиты, а в западных – пестроцветные обломочно-глинисто-карбонатные отложения. Трансгрессивное строение секвенции по разрезу выражено постепенной сменой (снизу - вверх) песчано-алевроито-карбонатных разностей глинисто-карбонатными, а красноцветных – пестро- и сероцветными.

Верхняя осадочная система охватывает верхнюю часть усть-зыбского и малотавротинский горизонт. В основании она представлена вторичными доломитами и известняками (от иловых до водорослевых), в западных районах – пестроцветными, с песчано-алевроитовой примесью. Выше (малотавротинская часть разреза) на большей части плиты распространены отложения шельфовой лагуны-себхи, на востоке сменяющиеся рифовыми сооружениями краевого поднятия, толщиной до 200-500 м (Антошкина, 1992). Зарифовые образования представлены в перикратонной части (Косью-Роговская впадина) - галогенно-сульфатно-карбонатной субформацией, в центральных областях - глинисто-сульфатно-карбонатной (мукерская, хорейверская свиты), в западных - пестроцветной обломочно-карбонатной (ягшорская, западно-тэбукская свиты). При этом вверх по разрезу осадочной системы доля сублиторальных отложений падает, а литоральных и супралиторальных - растет.

Средне-верхнеордовикская секвенция состоит из четырех более мелких секвенций, разделенных между собой поверхностями субаэральных перерывов. Две нижние из них ограничены по площади распространения внутренним бортом Предуральского прогиба и Западным склоном Урала. Третья - карадокская – занимает значительную часть плиты, а ашгилская – примечательна появлением первых нижнепалеозойских крупных рифовых сооружений на краевом поднятии.

Нижнесилурийско-лудловская секвенция

Нижнесилурийско-лудловская секвенция залегает в верхней половине каледонского этажа. В отличие от нижележащих, она имеет более широкое распространение, вплоть до Северного Тимана, несмотря на существенное проявление предсредне- и позднедевонского размывов. Нижняя граница секвенции на большей части плиты размещается внутри ашгилского яруса, в подошве карбонатной толщи салюкинского горизонта, залегающей на глинисто-сульфатно-карбонатной средне-верхнеордовикской секвенции с признаками субаэрального перерыва в кровле последней. В крайних западных районах (Малоземельско-Колгуевская моноклинали, Северный Тиман) за пределами распространения средне-верхнеордовикской секвенции, она трансгрессивно залегает на фундаменте.

Сформирована нижнесилурийско-лудловская секвенция карбонатной мелководно-шельфовой формацией, в составе которой присутствует пестроцветная обломочно-карбонатная субформация на северо-западе (Северный Тиман). На востоке секвенция представлена карбонатной рифогенной формацией краевого поднятия (Елецкая зона) и известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой формацией (нижняя часть харотской свиты) континентального склона и его подножия (Лемвинская зона).

Наиболее полный стратиграфический объем секвенция имеет на востоке, на западном склоне Урала. В платформенной части Тимано-Печорской плиты объем секвенции меняется вследствие проявления предсредне-позднедевонского размыва. В крайних западных областях (Северный Тиман, Малоземельско-Колгуевская моноклинали) секвенция редуцирована снизу, на палеоподнятиях (Хорейверская впадина, Ижма-Печорская синеклиза) она размыта в верхней части до джагалского горизонта, в западных районах Ижма-Печорской синеклизы отсутствует; в палеопргибах Печоро-Колвинского авлакогена, Предуральского прогиба и

западного склона Урала – имеет стратиграфически полный объем (табл. 3.4). Соответственно, с востока на запада уменьшаются толщины нижнесилурийско-лудловской секвенции от 1400 м в перикратонной части до 700-800 м в авлакогене и до 400-100 м на палеоподнятиях.

Верхняя граница секвенции в полных разрезах совпадает с кровлей гердьюского горизонта, в неполных – перекрывает разные уровни нижнего силура (Хорейверская впадина, юго-восточные области Ижма-Печорской синеклизы).

Нижнесилурийско-лудловская секвенция, в отличие от средне-верхнеордовикской, оценена условно как секвенция II типа. Крайинно-шельфовая система в ней представлена относительно тонким клином окраины шельфа и сложена осадками, перенесенными с прибрежной равнины во время относительного падения уровня моря. Эта часть секвенции наблюдается в естественных выходах Западного склона Урала в виде известняковых брекчий, доломитово-глинистых сланцев со стяжениями кремней толщиной до 100 м (Антошкина, 1992).

Трансгрессивная осадочная система (в объеме салюкинского горизонта и нижней части джагалского горизонта) охватывает перикратонные, центральные и западные области плиты. В восточных и центральных областях она представлена карбонатной мелководно-шельфовой формацией, в крайних западных – пестроцветной обломочно-карбонатной субформацией.

Верхняя осадочная система (в объеме верхней части джагалского, филиппельского, седельского горизонтов нижнего силура и гердьюского – верхнего силура) также представлена карбонатной мелководно-шельфовой формацией. Для палеопргибов обычны ассоциации глинисто-карбонатных пород с прослоями сульфатов, для палеоподнятий – толщи вторичных доломитов с преобладанием водорослевых образований и многочисленными следами субаэральных и субаквальных перерывов. В западных районах характерны пестроцветность и обломочные прослои (пестроцветная обломочно-карбонатная субформация). Выше (верхнесилурийская часть разреза) на большей части плиты распространены отложения шельфовой лагуны-себхи (глинисто-карбонатная субформация), на востоке сменяющиеся рифовыми сооружениями краевого поднятия толщиной до 600 м. При этом, как и в средне-верхнеордовикской секвенции, вверх по разрезу верхней осадочной системы доля сублиторальных отложений падает, а литоральных и супралиторальных - растет.

Нижнесилурийско-лудловская секвенция состоит из двух более мелких секвенций. Граница между ними совпадает с кровлей филиппельского горизонта, которая уверенно маркирует поверхность субаэрального перерыва на большей части плиты. В каждой из этих секвенций выделены по три секвенции следующего ранга, ограниченные поверхностями субаэральных размывов, но которые возможно распознавать лишь при наличии кернового материала и полного комплекса промыслово-геофизических данных.

Пржидольско-нижнедевонская секвенция

Пржидольско-нижнедевонская секвенция завершает каледонский - ордовикско-нижнедевонский этаж. Нижняя граница ее повсеместно совпадает с основанием пржидольского яруса верхнего силура, т. е. с подошвой карбонатно-глинистой толщи гребенского горизонта. Секвенция залегает на карбонатной нижнесилурийско-лудловской секвенции с признаками субаэрального перерыва в кровле последней (трещины усыхания, следы красноцветности в пределах палеоподнятий и др.). Она представлена карбонатной мелководно-шельфовой формацией с пестроцветной обломочной, глинисто-карбонатной и обломочно-сульфатно-карбонатной субформациями, также как и в нижележащих секвенциях, сменяющимися латерально друг друга с северо-запада на юго-восток и восток. В самых восточных районах им

Амплитуды перерывов, соответствующих указанным несогласиям, увеличиваются с востока и юго-востока на запад-северо-запад, что сопряжено и с изменением возраста нижней границы секвенции. В наиболее полных западноуральских разрезах она совпадает с границей нижнего и верхнего эмса нижнего девона, в восточных и юго-восточных приуральских районах (Предуральский краевой прогиб, юг Ижма-Печорской синеклизы) - с подошвой койвенского горизонта верхнего эмса; в большинстве разрезов ПКА, в ВАЗ, на Тимане, а также на окраинах областей распространения среднего девона в Ижма-Печорской синеклизе - с основанием кедровского, а иногда и колвинского горизонтов эйфельского яруса (табл. 3.6). На значительной части плиты, за пределами распространения среднего девона, т.е. в областях крупных палеоподнятий (Ижма-Печорского, Большеземельского, Лодминского и др.) нижняя граница секвенции совпадает с подошвой джьерского, тиманского, изредка - саргаевского и доманикового горизонтов, а локально - даже с подошвой верхнего франа (Аноргаяха, З.Хьльчю).

В этой связи существенно меняется и стратиграфический объем секвенции. Если в областях перикратонных опусканий она охватывает максимальный интервал разреза - верхний эмс, средний и верхний девон, турнейский ярус и косьвинский горизонт вize нижнего карбона, то на территории палеоподнятий (Большеземельского, Ижма-Печорского), а в региональном плане - на западе и северо-западе, объем ее резко сокращается, и секвенция представлена даже только неполным франским ярусом.

Максимальные толщины секвенции достигают 3-5 км, но в отличие от большей части нижнепалеозойских секвенций, они характерны не для восточных областей перикратонных опусканий, а для юга Печоро-Колвинского авлакогена и Среднепечорского поднятия. Близкий характер распределения толщин, как указывалось ранее, выявлен для подстилающей пржидольско-нижнедевонской секвенции. В разрезах палеоподнятий толщины сокращаются до 500-600 м, а на северо-западе Ижма-Печорского - даже до 100-200 м.

Набор формаций, формирующих среднедевонско-турнейскую секвенцию, в сравнении с другими, наиболее полный; он охватывает фалаховую аллохтонную формацию среднего девона - низов франа с обломочной, вулканогенно-обломочной грабеновой и карбонатно-обломочной мелководно-шельфовой субформациями; "тройственную" формацию доманиково-турнейской части секвенции с мелководно-шельфовой, рифовой, депрессионной субформациями и толщами заполнения. На западе и северо-западе преобладают наименее мористые, даже континентальные толщи, на юго-востоке и востоке широко распространены наиболее типичные - доманикоидные - конденсированные разрезы. Иногда последние охватывают очень широкий интервал разреза, как, например, губахинская свита Джебольской ступени - от подошвы доманикового горизонта до кровли нижнезеленецкого подгоризонта фамена.

Среднедевонско-турнейская секвенция имеет строение, типичное для секвенции I типа. В ней хорошо определяются и выражены все три осадочные системы - нижняя, трансгрессивная и верхняя.

Следует особо подчеркнуть, что это одна из немногих секвенций, в которой нижняя осадочная система проявлена наиболее ярко. Стратиграфически последняя соответствует среднему девону и низам верхнего девона (яранский горизонт, возможно, самая нижняя часть джьерского), имеет преимущественно обломочный состав. Территориально она неповсеместна, охватывает не более половины площади ТПСБ (прил. 15-17, 49). Эволюционно эта часть секвенции может быть оценена как нижний (шельфовый) осадочный клин (в восточных и северо-восточных областях) и толщи "заполнения вложенных долин". В качестве последних рассматриваются среднедевонские отложения грабенообразных прогибов северо-западного простирания - Тиманского, Печоро-Колвинского и, возможно, Варандей-Адзвинс-

кого. Самые нижние элементы, свойственные секвенциям I типа - фаны бассейнового дна и склона, прогнозируются в поднадвиговой части Урала.

Нижняя осадочная система имеет сложное строение, сформирована как ретроградационными, так и проградационными толщами при общей трансгрессивной (в эйфеле и в низах франа) и регрессивной (в живете) направленности изменения состава пород. Их фациально-генетическая принадлежность рассмотрена далее, в главе 4.

Трансгрессивная осадочная система стратиграфически соответствует поддоманиковой части франского яруса. Она отличается практически повсеместным распространением (прил. 18-20), в ней существенно меньше доля обломочных образований, преобладают глинистые, появляются карбонатные пласты с остатками морских ископаемых организмов и даже, пока мелкие и немногочисленные, биогермные образования (Хорейверская впадина). Характерной особенностью является присутствие вулканогенно-осадочных толщ, свойственных, прежде всего, разрезам Тимана и Печоро-Колвинского авлакогена. Трансгрессивное ретроградационное строение этой осадочной системы выражено очень отчетливо. В ней определяются несколько трансгрессивных поверхностей с признаками (в разной степени выраженными) относительно небольших внутриформационных перерывов. Из них наиболее легко определимы поверхности в основании верхнеджерских слоев (пластов Ia - Ib Ижма-Печорской синеклизы и их аналогов) и в основании тиманского горизонта.

Верхняя осадочная система охватывает преимущественно карбонатную часть секвенции от подошвы доманикового горизонта, с которым (с некоторой долей условности) совпадает поверхность максимального затопления шельфа, до кровли косьвинского горизонта визе. Это очень сложно устроенное крупное геологическое тело, определяющим элементом которого является "тройственная" формация с ее мелководно-шельфовыми отложениями, рифогенными постройками, проградационными клиноформами - толщами заполнения и депрессионными образованиями. Общая направленность изменения состава отложений регрессивная. Вверх по разрезу увеличивается (по латерали) доля мелководно-шельфовых образований, происходит пространственное смещение рифогенных толщ к востоку и юго-востоку и сокращение площади распространения доманикоидных отложений. Региональная литофациальная зональность имеет явное уральское простириание. Завершают разрез секвенции мелководно-шельфовые ритмично-слоистые терригенно-глинистые и карбонатные отложения турнейского яруса, а в восточных областях (Верхнепечорская, Косью-Роговская впадины, Варандей-Адзвинская зона) - косьвинского горизонта визе.

Среднедевонско-турнейская секвенция одна из наиболее изученных, что позволяет подразделять ее на секвенции нескольких более мелких порядков (табл. 3.6).

Ритмичное строение в нижней и трансгрессивной системах секвенции выражено закономерным чередованием (разного масштаба) песчано-алевритовых и глинистых или карбонатно-глинистых толщ; в верхней системе - чередованием глинистых и карбонатных пластов (в мелководно-шельфовых разрезах), рифов и толщ заполнения (в зонах перехода к мелководно-шельфовым разрезам), прослоев карбонатных образований и кремнисто-битуминозно-глинистых сланцев (в депрессионных разрезах).

С учетом закономерностей ритмичного строения наиболее уверенно выделены четыре секвенции в верхнеэмско-эйфельской части (такатинско-вязовская, койвенско-нижнекедровская, верхнекедровско-омринская и колвинская) и три соразмерные секвенции в нижнем-среднем фране (яранско-нижнетиманская, верхнетиманско-саргаевская и доманиково-веглянская).

Преимущественно песчаниковый состав живегских толщ при больших толщинах (до сотен метров) и отсутствии надежных реперов не позволяет пока подразделять их на аналогичные секвенции.

В верхнефранско-турнейском интервале намечается более десяти ритмов (риф – толща заполнения) (рис. 3.2). Вместе с тем, определить их ранги и соотнести (по событийной значимости) с секвенциями, выделенными в эйфеле и в низах франа, пока не представляется возможным.

В поддоманиковой части, т.е. в нижней и трансгрессивной системах, “элементарные” секвенции имеют строение, типичное для секвенций I типа. В них очень ярко выражен нижний фациальный ряд (аллювиально-дельтовое “заполнение вложенных долин”, нижний шельфовый седиментационный клин, реже – “оторванный” шельфовый(?) фан) и хорошо развита трансгрессивная часть (прибрежноморского или мелководно-шельфового генезиса). Верхний фациальный ряд, особенно верхняя его регрессивная часть, сильно редуцирован.

Наиболее сложна идентификация секвенций мелкого порядка и слагающих их элементов (осадочных систем) в среднедевонско-нижнефранской части разреза в зоне разломов юго-западного ограничения Печоро-Кожвинского мегавала и Среднепечорского поднятия, которые по своей природе близки к листрическим. Принципиальным отличием этой зоны является резкое увеличение толщин разрезов на опущенных крыльях – до сотен метров и даже до 1.5-2.0 км (суммарно для всей нижней терригенной части среднедевонско-турнейской секвенции), что в несколько раз (на порядок) превышает толщины одновозрастных мелководно-шельфовых карбонатно-терригенных разрезов, расположенных к западу и юго-западу от разломов. Нижние и трансгрессивные осадочные системы в секвенциях мелкого порядка в этих районах очень растянуты, сформированы преимущественно песчаниковыми толщами, скорее всего, дельтового происхождения. Алевроито-глинистые, глинистые и, тем более, карбонатно-глинистые пачки с остатками ископаемых организмов, которые могут соответствовать верхним осадочным системам и фиксировать уровни морских разливов, в этих районах редки и имеют небольшие толщины. Вместе с тем, они являются реперными и позволяют коррелировать “увеличенные” разрезы опущенных блоков зоны листрических разломов с нормальными пластовыми отчетливо ритмично-слоистыми мелководно-шельфовыми разрезами.

Признаки границ секвенций мелкого порядка в “увеличенных” разрезах распознаются внутри песчаниковых толщ. В основании этих секвенций не исключено присутствие “оторванных” фанов-конусов выноса, не имеющих мелководно-шельфовых аналогов. Пласты песчаников, слагающих “увеличенные” разрезы, судя по имеющимся геофизическим данным, выклиниваются в районе разлома, “утыкаясь” в его поверхность.

Визейско-серпуховская секвенция

Секвенция, образованная визейскими и серпуховскими отложениями, слагает нижнюю часть визейско-верхнекаменноугольного структурного подэтажа. Ограничена она поверхностями крупных региональных несогласий: предвизейским – снизу и предбашкирским – сверху. Секвенция трансгрессивно перекрывает разные уровни подстилающей среднедевонско-турнейской, а за пределами последней и более древние секвенции, изредка – фундамент (прил. 50). На большей части Тимано-Печорского региона сверху на разных уровнях серпуховского яруса залегают средне-верхнекаменноугольная, а в некоторых районах – пермская и даже триасовая севенции (рис. 3.1). Амплитуды перерывов, соответствующих несогласиям, увеличиваются с востока на запад. На востоке и северо-востоке нижняя граница секвенции совпадает с кровлей косьвинского горизонта нижнего визе (северо-восток Варандей-Адзвинской зоны, Коротайхинская, Косью-Роговская и Верхнепечорская впадины). В этих районах секвенция имеет наиболее полный стратиграфический объем и охватывает отложения от радаевского горизонта нижнего визе до вознесенского горизонта верхнесерпуховского

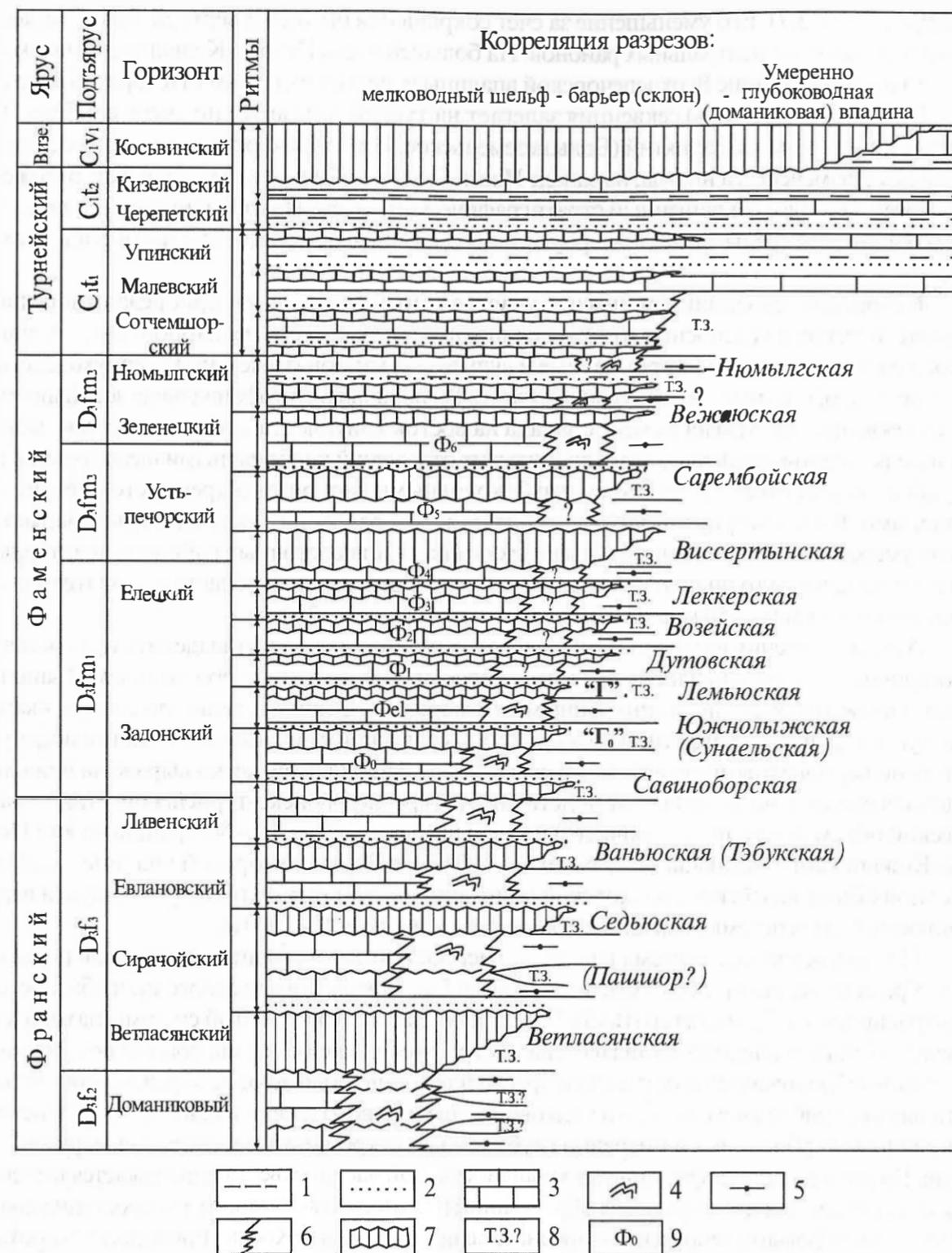


Рис. 3.2. Схема строения верхней осадочной системы среднедевонско-турнейской секвенции (с использованием материалов В.В.Л.Меннера, 1998).

1 - аргиллиты; 2 - песчаники; 3 - известняки; 4 - рифогенные породы; 5 - глубоководные отложения; 6 - зоны фациальных переходов; 7 - перерывы в осадконакоплении; 8 - толщи заполнения (предполагаемые); 9 - индексы пластов-коллекторов и реперов.

подъяруса (табл. 3.7). Его уменьшение за счет сокращения нижней и верхней частей характерно для западных и центральных районов. На большей части Печоро-Колвинского авлакогена, на западной окраине Верхнепечорской впадины и, частично, в Ижма-Печорской синеклизе (Джебольская ступень) секвенция залегает на турнейском ярусе нижнего карбона. В областях крупных палеоподнятий (Большеземельское, Ижма-Печорское, Лодминское) она перекрывает фаменские, а иногда, на западе Ижма-Печорской синеклизы – франские отложения и имеет наиболее сокращенный стратиграфический объем. На отдельных приподнятых блоках Тиманской гряды визейско-серпуховская секвенция является базальной в осадочном чехле.

В строении секвенции принимают участие континентальные и прибрежно-морские литокластические и угленосные отложения нижнего и среднего визе, карбонатные толщи окского надгоризонта визе, карбонатные и сульфатно-карбонатные – нижнесерпуховского подъяруса и карбонатные – верхнесерпуховского. Региональная литофациальная зональность в низах секвенции выражена в смене с запада на восток континентальных, прибрежно-морских и мелководно-шельфовых литокластических отложений карбонатными шельфовыми, а на крайнем востоке и северо-востоке – глубоководными карбонатно-кремнисто-алевритоглинистыми. В окско-серпуховской части в этом же направлении постепенно увеличивается доля умеренно глубоководных шельфовых осадков. Для восточных районов характерны также максимальные толщины секвенции – до 1.2 км; в центральной области плиты толщины уменьшаются до 500 – 550 м, а на западе не превышают 50 – 200 м.

Анализ строения визейско-серпуховской секвенции позволяет выделить в ее составе три осадочные системы: нижнюю, представленную преимущественно обломочными “заполнениями вложенных долин” и синхронными им морскими фациями, трансгрессивную – карбонатную и верхнюю – сульфатно-карбонатную. В сравнении с нижнепалеозойскими преимущественно карбонатными секвенциями, в визейско-серпуховской четко выражена нижняя осадочная система, но в отличие от подстилающей среднедевонско-турнейской, стратиграфический объем ее и толщина значительно меньше и составляет 10 – 80 м, лишь на юге Печоро-Кожвинского мегавала она достигает 100 м, а в Верхнепечорской впадине – 200 м. Основной объем визейско-серпуховской секвенции приходится на трансгрессивную и верхнюю осадочные системы, имеющие общие толщины до 800 – 1000 м.

Нижняя осадочная система наименее распространена и развита в виде узкой полосы вдоль Урала на территории современных впадин Предуральяского краевого прогиба, постепенно расширяющейся на север (ВАЗ). Еще одна область развития этой системы находится на севере Печоро-Колвинского авлакогена. В строении нижней системы принимают участие радаевско-бобриковско-нижнегульские преимущественно обломочные образования континентального, прибрежноморского и мелководно-шельфового генезиса и, в меньшей степени, мелководные карбонатные и умеренно глубоководные кремнистые глинисто-алевритовые толщи. Региональная литофациальная зональность этой части секвенции выражается в смене озерно-алювиальных и литоральных образований (угленосная формация), распространенных на западе, шельфовыми терригенно-карбонатными – на востоке (Косью-Роговская и Коротихинская впадины). Характерной особенностью низов визейско-серпуховской секвенции являются угли (юг Печоро-Кожвинского мегавала и север Среднепечорского поднятия) и бокситы (южная периклиналь Ухта-Ижемского вала).

Эволюционно эта часть секвенции может быть оценена как нижний (шельфовый) осадочный клин (в восточных и северо-восточных областях) и толщи “заполнения вложенных долин” (эпифрифтовые Печоро-Колвинский и, возможно, Варандей-Адъвинский прогибы). Самые нижние элементы, свойственные секвенциям I типа – фации бассейнового дна и склона, по всей видимости, погребены в поднадвиговой части Урала.

Система
Каменноугольная



дельные участки Печоро-Кожвинского и Колвинского мегавалов и Хорейверской впадины) водорослевые, комковатые известняки и пестроокрашенные глины протвинского горизонта завершают разрез секвенции.

Самые верхи визейско-серпуховской секвенции (запалтубинский и вознесенский горизонты) имеют ограниченное территориальное распространение – только в восточных и северо-восточных районах. Сложены они преимущественно карбонатными мелководно-шельфовыми породами, вверх по разрезу увеличивается доля наиболее мелководных органогенно-обломочных, обломочных, песчаниковидных и оолитовых известняков.

Средне-верхнекаменноугольная секвенция

Средне-верхнекаменноугольная секвенция соответствует верхней части визейско-верхнекаменноугольного подэтажа, стратиграфически охватывает башкирский, московский ярусы среднего карбона и касимовский, гжельский - верхнего отдела (табл. 3.8).

Сформирована она на западе и северо-западе крайне мелководно-шельфовыми образованиями; в платформенной части - карбонатной почти безглинистой мелководно-шельфовой формацией с небольшой долей сульфатных образований и с биогермами; на крайнем востоке - карбонатно-кремнисто-алеврито-глинистой склоновой формацией. Вверх по разрезу последняя сменяется полимиктовой флишевой формацией трога.

В отличие от нижележащей визейско-серпуховской, средне-верхне-каменноугольная секвенция имеет более широкое территориальное распространение, а ее трансгрессивная и верхняя осадочные системы простираются за пределы ТПСБ - к западу и юго-западу от Тимана.

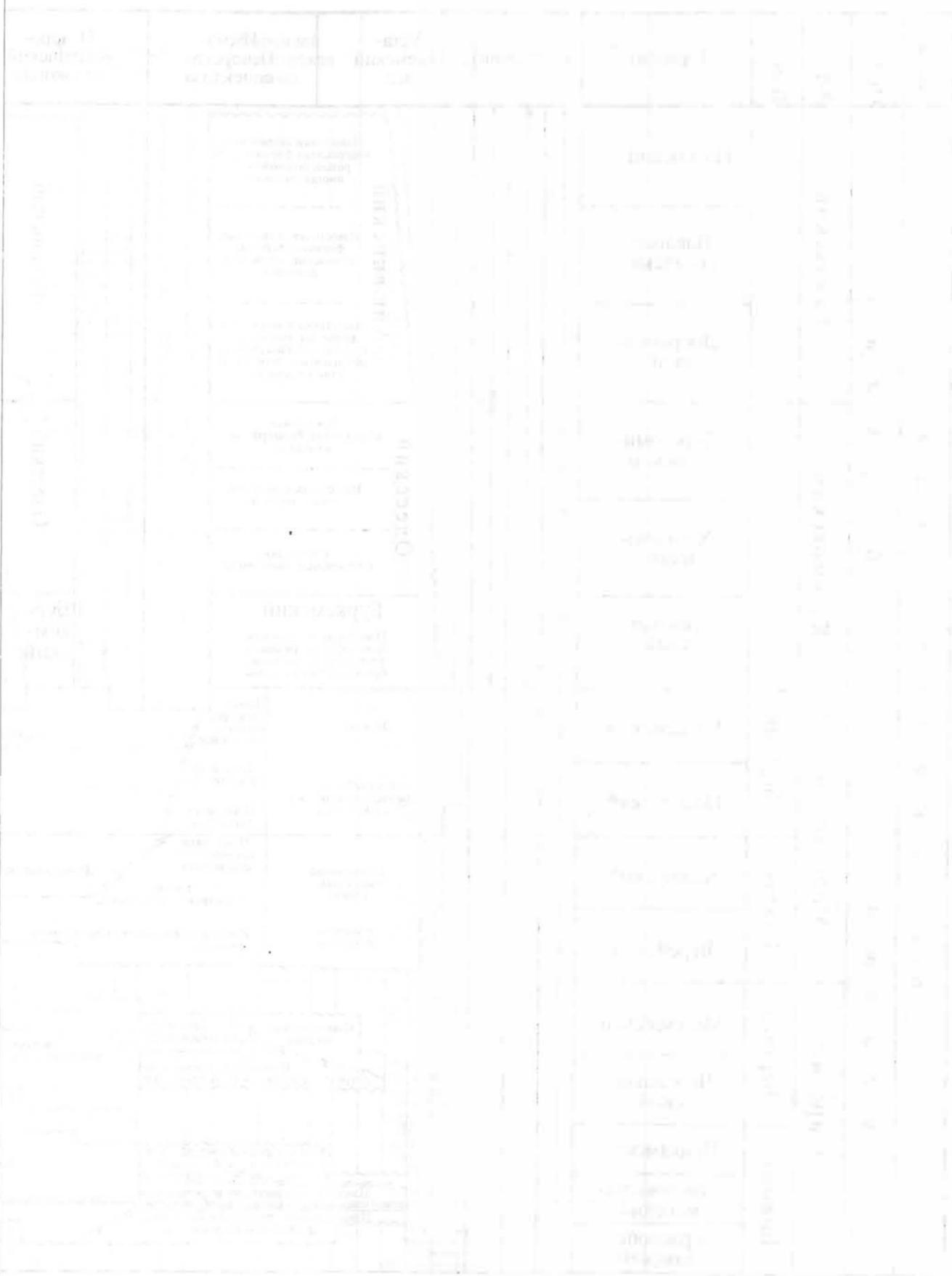
Секвенция ограничена поверхностями крупных региональных несогласий: предбашкирским - снизу и предпермским – сверху. Амплитуда соответствующих перерывов увеличивается с востока на запад. Эти изменения связаны и с изменениями объемов секвенции. В наиболее полных восточных и юго-восточных приуральских разрезах (Предуральский краевой прогиб, за исключением северо-востока Коротаихинской впадины, западный и северо-западный борт Косью-Роговской впадины), а также на большей части Варандей-Адзвинской зоны средне-верхнекаменноугольная секвенция залегает на верхних горизонтах верхне-серпуховского подъяруса. На большей части территории (Хорейверская впадина, Печоро-Колвинский авлакоген, Ижма-Печорская синеклиза) и на отдельных приподнятых участках Варандей-Адзвинской зоны она перекрывает более низкие уровни подъяруса. Западнее, на окраине Ижма-Печорской синеклизы - подстигается разными горизонтами фамена и франа.

Перекрывается средне-верхнекаменноугольная секвенция на большей части территории пермской, а на отдельных структурах - триасовой.

Внутри секвенции имеются перерывы более мелкого ранга - предверхнебашкирский и предмосковский, которые прослеживаются на значительной части территории бассейна и также оказали существенное влияние на изменение ее стратиграфического объема. В областях перикратонных опусканий, на части Варандей-Адзвинской зоны, как и в западноуральских разрезах секвенция охватывает максимальный интервал разреза: от краснополянского горизонта башкирского яруса по гжельский ярус верхнего карбона. В разрезах палеоподнятий объем секвенции, особенно ее трансгрессивного элемента, неполный за счет сокращения объемов (снизу и сверху) нижне- и верхнебашкирского подъярусов и московского яруса.

Максимальные толщины секвенции - до 900 м характерны для центральной части Косью-Роговской впадины, на палеоподнятиях они составляют 200-500 м.

Анализ строения средне-верхнекаменноугольной секвенции позволяет выделить в ней лишь трансгрессивную и верхнюю осадочные системы, а ее оценить как секвенцию II типа.



Трансгрессивная осадочная система сформирована башкирским ярусом и верейским горизонтом московского яруса и имеет преимущественно карбонатный состав с незначительной долей глинистых и обломочных образований.

Отчетливое и довольно тонкое ритмичное строение этой части секвенции позволяет выделять более дробные элементы. Так башкирский ярус состоит из двух частей (ритмов), соответствующих подъярусам. В основании каждой из них залегают глинистые, глинисто-алевритовые обломочные отложения, которые выше по разрезу сменяются органогенно-детритовыми, водорослевыми известняками, в различной степени доломитизированными и выщелоченными. Латерально эти элементы имеют одинаковую унаследованную региональную литофациальную зональность, которая выражается в смене крайне мелководных толщ на западе мелководно-морскими - в центральной части и более мористыми - на востоке.

Верейский горизонт, по сравнению с башкирским ярусом, более мористый. На большей части территории он сложен органогенно-детритовыми известняками, в низах с незначительной долей терригенного и глинистого материала. На западе его разрез начинается с мелководных карбонатных слоев, местами - с известняковых песчаников, в разрезах впадинного (на шельфе) типа - с глин. Выше периодически чередуются известняки и глины. Завершается разрез верейского горизонта оолитовыми известняками.

В региональном плане трансгрессивная седиментационная система в целом также характеризуется сменой крайне мелководных (отмельных) отложений на западе, прибрежно-морскими мелководными - в центральной части провинции и относительно глубоководно-шельфовыми - на востоке.

Верхней седиментационной системе средне-верхнекаменноугольной секвенции соответствуют каширский, подольский и мячковский горизонты московского яруса и касимовский, гжельский ярусы верхнего карбона (в объеме буркемского, одесского и айювинского горизонтов).

Нижняя ее граница соответствует поверхности максимального затопления шельфа и совпадает с основанием каширского горизонта. Она хорошо фиксируется небольшими по толщине пластами темных аргиллитов. На юго-западе территории (юг Тимана и Ижма-Печорской синеклизы) на этом уровне присутствуют кварцевые песчаники, перекрываемые пачкой глин. Верхней границе, как уже упоминалось, отвечает эрозионная поверхность регионального предпермского перерыва.

Территориальное распространение этого геологического тела прослеживается далеко за пределы ТПСБ, за исключением восточных и северо-восточных регионов, где секвенция подверглась предпермскому размыву. Характерной особенностью является широкое развитие карбонатных мелководно-шельфовых толщ с остатками морских ископаемых организмов и водорослей. В ней существенно меньше доля обломочных и глинистых образований, в сравнении с нижележащей секвенцией. Наряду с мелководными карбонатными отложениями, появляются пласты глинисто-обломочных, обломочных, депрессионных пород, рифовых (Кожим, Унья) и мелких палеоализиновых биогермов в платформенных районах (верхний карбон).

Максимальной трансгрессии соответствуют каширский, подольский и мячковский горизонты московского яруса; по отношению к ниже и вышележащим частям секвенции они более мористые. Вверх по разрезу глинистые разности сменяются сначала тонкозернистыми, в различной степени глинистыми известняками, а затем - органогенно-детритовыми с преобладанием фрагментов криноидей, мшанок и брахиопод. В верхней части разреза обилен водорослевый детрит.

Вышележащая часть верхней (регрессивной) осадочной системы сформирована касимовским и гжельским ярусами верхнего карбона. Для нее характерны изменения объема

и толщин, частые перерывы и размывы. В стратиграфически полных разрезах Ижма-Печорской синеклизы (Айюва, Буркем) и Северного Тимана верхнюю систему слагают биогермные, биоморфно-обломочные, мшанково-криноидные (детритовые), водорослевые и обломочные известняки. В этих разрезах в основании системы характерны карбонатные брекчии и доломиты со следами кратковременных субаэральных и субаквальных перерывов. На большей части территории (на палеоподнятиях - Колвинский мегавал, Хорейверская впадина) эта часть секвенции редуцирована вплоть до полного ее отсутствия в пределах современного краевого прогиба.

Общая направленность изменения состава отложений регрессивная. Вверх по разрезу увеличивается доля мелководных шельфовых образований и доломитизированных пород. Для завершающей - регрессивной части секвенции (гжельского яруса) характерна последовательная смена (снизу вверх по разрезу) известняков вторичными доломитами (в западных районах ТПСБ), а также глинисто-мергелистыми отложениями - и песчанистыми известняками (на остальной территории).

Региональная фациальная зональность отложений характеризуется сменой терригенных пород карбонатными мелководношельфовыми известняково-доломитовыми с рифами, а затем относительно глубоководными глинисто-сланцевыми (флишевыми) Лемвинской зоны.

Анализ строения секвенции позволяет выделить в верхнекаменноугольной ее части секвенции более низкого ранга, их объемы и стратиграфические соотношения показаны в таблице 3.8. Сложное же строение, многочисленные внутриформационные перерывы не позволяют на данном этапе исследований однозначно выделить секвенции более мелкого порядка в среднекаменноугольной части секвенции. В то же время, можно предположить, что башкирский интервал разреза представляет собой самостоятельную секвенцию, соразмерную с визейско-серпуховской, а московский ярус совместно с верхним отделом карбона образует следующую секвенцию такого же порядка.

Пермская секвенция

Пермская секвенция завершает палеозойскую часть осадочного чехла и размещается в верхней части визейско-триасового структурного этажа. Глубины ее залегания в прогибе составляют 0-3 км и более, в пределах плиты 0.2-2.5 км. В сравнении с другими, пермская секвенция также имеет широкое распространение и не ограничена территорией ТПСБ. Это одна из самых сложно построенных последовательностей, для нее характерны наиболее широкие фациальные ряды как в вертикальном разрезе, так и по латерали: от глубоководно-шельфовых карбонатно-глинистых в ассельско-сакмарском конденсированном интервале разреза до крайнемелководных карбонатных образований и прибрежно-морских, аллювиально-дельтовых, континентальных угленосных песчано-глинистых толщ в верхней перми.

Секвенция ограничена поверхностями крупных региональных несогласий: предпермского - снизу и предтриасового - сверху. Нижняя граница при этом совпадает с трансгрессивной поверхностью. Залегает пермская секвенция на разных уровнях подстилающих секвенций - от верхнего карбона до верхнего девона., перекрывается на большей части территории - триасовой, а на ряде структур - нижне- и среднеюрской. Амплитуда перерывов, соответствующих несогласиям, увеличивается с запада на восток - для предпермского и с востока на запад - для предтриасового.

В сокращенных западноуральских разрезах секвенция залегает на эродированной кровле серпуховского яруса нижнего карбона, в Предуральском прогибе - на башкирском, западнее - на нижне- и верхнемосковском подъярусах среднего карбона, а местами на юге -

на верхнем карбоне (прил. 51). В большинстве разрезов ВАЗ, ПКА, СПП, Тимана, характеризующихся сокращенными объемами перми, а также на периферии области распространения она перекрывает те же стратиграфические подразделения. На территории СПП выявлено налегание пермской секвенции на верхний девон.

Верхняя граница секвенции в прогибе совпадает с эродированной кровлей пермских отложений - от татарского до сакмарского ярусов. В пределах поднятий (ВАЗ) она залегает на шешминском горизонте уфимского яруса, иногда (Седюяха, ПКА) и на более древних отложениях. На всей территории бассейна вяткинский горизонт татарского яруса размыт во время предтриасового перерыва.

В этой связи существенно меняется и стратиграфический объем секвенции. Если в областях опусканий (в прогибе) она охватывает максимальный интервал разреза - от ассельского по татарский ярусы почти в полном объеме, то на территории палеоподнятий объем ее резко сокращается и секвенция либо редуцирована снизу, либо денудирована сверху (табл. 3.9).

Максимальные толщины секвенции достигают 4-5 км; они характерны для восточных областей Предуралья прогиба. В разрезах палеоподнятий толщины сокращаются до 500-600 м, а в пределах эрозионного срезания - даже до 50 м.

Пермская секвенция сформирована более полным и широким набором формаций, в сравнении с каменноугольными. Она охватывает глубоководно-шельфовую песчано-глинистую кечпельскую формацию (Лемвинской структурной зоны), терригенную нижнюю и верхнюю молласовую, угленосную (лимническую и паралическую), соленосную (в прогибе), а также карбонатно-мелководно-шельфовую известняковую и известняково-доломитовую формации, с рифовой и депрессионной мергелистой (сезымской) субформациями. На северо-западе и западе региона преобладают наименее мористые, лагунно-морские нижнепермские толщии, а на востоке распространены конденсированные разрезы.

Анализ строения пермской секвенции позволил выделить в ней две осадочные системы - трансгрессивную и верхнюю. Возможно, в самых восточных разрезах (Лемвинская зона) можно наметить нижний осадочный клин, для которого характерна незначительная проградация терригенных глинисто-песчаных отложений - кечпельской свиты. Стратиграфически он совпадает с основанием перми (холодноложским горизонтом ассельского яруса). На большей части территории этот элемент отсутствует, а времени его формирования соответствовал перерыв.

Трансгрессивная осадочная система формируется ретроградационными толщами, стратиграфически соответствует верхней части холодноложского и шиханскому горизонтам ассельского яруса. Она отличается повсеместным территориальным распространением. Эта осадочная система характеризуется незначительной долей обломочных и глинистых образований, преобладанием карбонатных пород, появлением рифов (западный борт прогиба) и многочисленных мелких биогермов в платформенной части. С кровлей шиханского горизонта совпадает поверхность максимального разлива или максимального затопления шельфа.

Верхняя седиментационная система охватывает большую часть секвенции от подошвы сакмарского яруса нижней перми, которой соответствует поверхность максимального разлива, до кровли верхней перми. Это сложное геологическое тело в нижней своей части (сакмарский и артинский ярусы) сформировано мелководно-шельфовыми образованиями - рифами и биогермами, терригенными (обломочными) и терригенно-карбонатными толщами заполнения, конденсированными относительно глубоководными глинисто-мергелистыми породами. Верхняя часть этой осадочной системы (кунгурский-татарский ярусы верхней перми) представлена агградационными и проградационными обломочными, карбонатно- и терригенно-сульфатными, соленосными (галогенными), угленосными (лимническими и па-

ралическими) и континентальными глинисто-песчаными толщами с общей регрессивной направленностью изменения их состава. Она выражена увеличением доли как вверх по разрезу, так и по латерали, мелководных образований, сульфатных и обломочных пород.

Региональная фациальная зональность секвенции в целом отличается сложностью. Для нижней части, соответствующей трансгрессивному системному тракту, характерна смена по латерали в западном направлении относительно мелководных глинисто-мергелистых отложений рифовым комплексом и отложениями закрытого шельфа (зарифовых фаций). Верхняя осадочная система секвенции характеризуется в нижней своей части субмеридиональным распределением типов пород - от мелководношельфовых образований в западных областях бассейна до рифовых и депрессионных - к востоку и до прибрежно-морских и лагунных - на востоке и юго-востоке, а в верхней - субширотной - от континентальных к лагунным, прибрежно-морским и морским отложениям на севере.

Степень изученности пермской секвенции позволяет разделить ее на две самостоятельные секвенции более мелкого ранга: в объеме нижнего и верхнего отделов, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на секвенции еще более мелкого ранга.

Нижнепермская секвенция залегает в наиболее погруженных восточных областях бассейна (в прогибе) на глубинах от 50 м до 1.5-2.5 км. Стратиграфически в наиболее полных восточных и центральных разрезах Печоро-Колвинского авлакогена она охватывает ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы. На палеоподнятиях (ПКА, ВАЗ, юга Хорейверской впадины и Ижма-Печорской синеклизы) имеет меньший стратиграфический объем.

В западном направлении выявлено и уменьшение общих толщин секвенции. Максимальные их значения на Урале до 3.0 км и более; толщины резко (на коротких расстояниях) изменяются до 2.0-1.5 км, а на приподнятых блоках сокращаются до 300-500 м. В Ижма-Печорской синеклизе наибольшая толщина секвенции составляет 0.25-0.3 км.

Предпермский перерыв, ограничивающий нижнепермскую и пермскую секвенцию в целом снизу, в северо-восточных областях бассейна, на территории Варандей-Адзвинской зоны, большей части Косью-Роговской, Коротайхинской и Карской впадин охватывает интервал от низов московского яруса (верейский горизонт) до шиханского горизонта ассельского яруса. В юго-западных областях Косью-Роговской впадины (р. Кожим), а также на Щугоре (Большесынинская впадина) выявлена непрерывная последовательность разреза верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми.

Сверху нижнепермская секвенция ограничена поверхностью субрегионального предверхнепермского (предуфимского) несогласия. Соответствующий ему перерыв в южной части Колвинского мегавала и Хорейверской впадины охватывает ассельско-кунгурский интервал, а на большей части плиты предполагается небольшой перерыв на границе нижнего и верхнего отделов перми.

Сформирована секвенция преимущественно карбонатной известняково-доломитовой на западе и известняковой формацией с рифовой и депрессионной субформациями - на востоке. В прогибе и на Урале секвенция образована терригенными и карбонатно-терригенными формациями: на востоке (Лемвинская зона) - мелководно-шельфовой песчано-глинистой (кечпельская свита), депрессионной - мергелистой (сезымская свита) и глинисто-карбонатной (лосиноостровская свита), а также рядом терригенных формаций нижней молассы, в том числе угленосной лимнической (лекворкутская свита) и галогенной (курьинская свита).

Во всех областях отчетливо проявилось трансгрессивно-регрессивное строение секвенции с общей регрессивной направленностью изменения ее состава - вверх по разрезу происходит увеличение размерности обломочного материала, появление биогермов и водо-

рослевых пластов, смена относительно мелководных шельфовых отложений мелководными образованиями.

Трансгрессивное налегание секвенции на большей части территории бассейна отразилось сменой крайне мелководных (кроме северных и восточных районов) верхнекаменноугольных пород тонкослоистыми и глинистыми шельфовыми нижнеассельскими образованиями.

Особенности строения нижнепермской секвенции и характер распространения ее отдельных частей позволяют наметить в ее составе две седиментационные системы: трансгрессивную и верхнюю.

Трансгрессивная седиментационная система представлена ассельским ярусом в объеме холодноложского и шиханского горизонтов. Ее нижнее ограничение - региональное предпермское несогласие - совпадает с трансгрессивной поверхностью, а верхнее - является поверхностью максимального "разлива". Сложена эта часть секвенции преимущественно мелководными открыто-морскими органогенными известняками, иногда брекчированными, реже - рифовыми. С нею связано большинство рифовых и биогермных построек пермского бассейна.

На востоке, на большей части территории секвенция, вероятно, начинается с верхов шиханского горизонта, сложенных известняками шшамово-детритовыми, глинистыми с прослоями мергелей.

Верхней седиментационной системой нижнепермской секвенции являются глинистые, глинисто-карбонатные и терригенные толщи тастубского и стерлитамакского горизонтов, артинского и кунгурского ярусов. Для нее характерно субмеридиональное распределение фаций от мелководно-шельфовых на востоке до крайне мелководных и лагунных на западе. Верхняя часть отличается резко иной зональностью - от континентально-лагунных угленосных образований (в прогибе), аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских - на востоке, до мелководно-шельфовых терригенно-карбонатных и терригенных образований - на севере и северо-западе.

Верхнепермская секвенция охватывает уфимский, казанский и татарский ярусы. Она ограничена снизу поверхностью субрегионального предверхнепермского, а сверху - предтриасового регионального несогласия. В связи с различной амплитудой соответствующих им перерывов меняется и стратиграфический объем секвенции. В прогибе она охватывает максимальный интервал разреза - уфимский, казанский и татарский ярусы практически в полном объеме, на территории палеоподнятий ее объем резко сокращается, и секвенция представлена либо сокращенным уфимско-казанским интервалом разреза, либо верхнеуфимским и казанско-татарским.

Максимальные толщины секвенции достигают 3-4 км, они характерны для Предуральского прогиба. В разрезах палеоподнятий толщины сокращаются до 300-600 м, а в пределах эрозионного срезания - даже до 50 м.

Закономерности в распределении фациальных рядов иные, по сравнению с нижнепермской секвенцией, - от континентальных угленосных образований на востоке до аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских, а также мелководно-шельфовых терригенных образований на севере и северо-западе.

Верхнепермская секвенция характеризуется широким набором формаций, в сравнении с другими. Он охватывает терригенную верхнюю молласовую, угленосную (паралическую) в прогибе, а также континентальную красноцветную песчано-глинистую формации. На северо-западе и западе региона преобладают наиболее мористые, лагунные и прибрежно-морские толщи, а на востоке распространены континентальные угленосные песчано-глинистые разрезы. Паралическая угленосная формация имеет толщину 2-2.5 км, достигающую на се-

веро-востоке 3.5 км. Сложена она глинистыми и песчаными образованиями с толстыми пластами углей, сформированными в озерно-болотных, аллювиальных и дельтовых обстановках. Континентальная красноцветная терригенная формация сложена преимущественно глинистыми толщами с прослоями алевролитов, аллювиальных песчаников, мергелей и редко - известняков.

Прибрежно-морская сероцветная глинисто-песчаная формация имеет незначительные толщины, достигающие 100 м и более. Распространена в северной и северо-западной областях региона и представлена песчаными породами, накопившимися в обстановках фронта проградировавшей дельты, а также близ береговых фаций моря.

Триасовая секвенция

Триасовая секвенция – единственная из изученных, которая сформирована только континентальными толщами. Ее историко-геологическое положение до сих пор вызывает споры. Со структурно-формационных позиций многие исследователи рассматривают ее в составе герцинско-нижнекеммерийского (или даже просто герцинского) этажа (Богацкий, 1996). Вместе с тем, биостратиграфически и событийно-седиментологически она принадлежит новому крупному подразделению (Калантар, Шабанова, 1999).

Секвенция распространена на большей части территории (> 80%) ТПСБ, но резко отличается в различных областях по своим литолого-фаціальным особенностям и толщинам.

На Тимано-Печорской плите секвенция сложена преимущественно аллювиально-озерными песчаниками, алевролитами и глинами. На территории Предуральского прогиба она сформирована конусами выноса. Здесь развиты разнозернистые песчаники и конгломераты, доля глин и алевролитов незначительна. Кроме того, неоднородное тектоническое строение прогиба, в свою очередь, определяет различную в полноту и состав секвенции на территории различных блоков. Наиболее полные разрезы как по толщинам (до 3000 м и более), так и по стратиграфическим объемам (все три отдела) известны во впадинах: Большесынинской, Коротаихинской, в меньшей мере – на севере Верхнепечорской (до 800 м). В Косью-Роговской впадине и на гряде Чернышева, где триас развит локально, толщины секвенции не превышают 700 м, а внутри нее зафиксирован ряд стратиграфических перерывов. В центральной части ТПСБ наиболее глубоко размыта верхнетриасовая часть секвенции, а на отдельных структурах - частично и среднетриасовая. Увеличение глубин залегания, толщин (более 1.3 км) и наращивание стратиграфического объема происходит на севере региона и на Баренцевоморском шельфе.

Несогласия, ограничивающие секвенцию, прослежены на всей территории бассейна. Залегает триасовая секвенция на разных стратиграфических уровнях палеозойских секвенций вплоть до среднедевонско-турнейской (прил. 52). На большей части территории (центральные районы) красноцветы верхней части индского яруса (I и II мезоциклиты) перекрывают разновозрастные красноцветные и сероцветные толщи верхней перми (не моложе низов вятского горизонта). Увеличение амплитуды предтриасового перерыва наблюдается над пермскими палеоподнятиями. Особенно это выражено на северо-востоке, где казанский ярус перекрывается II мезоциклитом. Диапазон перерыва возрастает в Медыньско-Тобойском районе; здесь известняки карбона перекрываются алевроитово-глинистой харалейской свитой. Максимальная амплитуда выявлена в разрезах Печоро-Кожвинского мегавала, центральной части вала Сорокина, на валах Гамбурцева, Седухинском, на гряде Чернышева. В этих областях под нижнюю границу триасовой секвенции выходят еще более древние уровни палеозоя (до девона).

Наименьшая амплитуда перерыва, отвечающего верхнему ограничению секвенции, выявлена в северных районах. Здесь триасовая секвенция имеет наиболее полный стратиграфический объем (по норийский-рэтский ярусы включительно) и перекрыта, очевидно, самыми древними (из развитых в ТПСБ) толщами нижнеюрской секвенции. Увеличение амплитуды перерыва происходит к юго-востоку (гряда Чернышева, Косью-Роговская впадина), где триасовая секвенция трансгрессивно перекрывается более молодыми верхнеюрско-неокомской и аптско-альбской секвенциями. В Предуральском краевом прогибе (Коротаихинская, Большесынинская впадины, север Верхнепечорской) средне- и верхнетриасовые отложения перекрыты четвертичными.

Триасовая секвенция имеет трансгрессивное (или прогрессивное) строение. Подразделяется, вслед за С.Д. Танасовой, В.В. Суловой (1989, 1993), согласно методике Н.Б. Васюковича (1983), на циклиты разных рангов. Строение мезоциклита показано на рис. 3.3.

Нижний элемент секвенции (нижняя осадочная система) сформирован I мезоциклитом. Он распространен в виде узких полос северо-западного простирания на северо-западе, в центральных и западных областях Тимано-Печорской плиты. Граница его распространения проходит по восточному борту Хорейверской впадины.

I мезоциклит имеет резко асимметричное строение; в нем, как правило, имеется только прогрессивная часть, реже - низы переходной. Значительная часть последней, а также регрессивные отложения отсутствуют. Мезоциклит представлен пролювиально-аллювиальными толщами “заполнения вложенных долин” - грубозернистыми песчаниками с галькой и прослоями конгломератов, с каолинитом из перемытых кор выветривания. Основу кластического материала представляют обломки подстигающих палеозойских пород. Толщины I мезоциклита не превышают 40-60 м.

Большесынинская впадина и прилегающие южные и юго-восточные районы Колвинского мегавала и Хорейверской впадины заполнены песчаными телами более значительной толщины (до 60-120 м). В составе кластической части песчаников этих районов главная роль принадлежит обломкам метаморфизованных пород зеленокаменного пояса Осевой зоны Палеоурала, с чем связано большое количество минералов группы эпидота (до 80%).

В северных районах Предуральского прогиба (Косью-Роговская и Коротаихинская впадины) I мезоциклит представлен эффузивно-осадочной толщей, содержит покровы базальтов и занимает небольшие по площади участки.

Вышележащая “трансгрессивная” система (II – VI мезоциклиты, охватывающие большую часть чаркабожской свиты) трансгрессивно перекрывает I мезоциклит, пермские, каменноугольные и даже более древние – девонские толщи. II мезоциклит имеет значительно большее распространение (в сравнении с I), его основание может быть сопоставимо с “трансгрессивной” поверхностью, которая за пределами развития I мезоциклита совпадает с нижней границей секвенции (табл. 3.10).

К основанию “трансгрессивной” осадочной системы на востоке региона (Косью-Роговская, Коротаихинская впадины, гряда Чернышева и прилегающие районы плиты) приурочен второй покров базальтов, туфы, туфогенные песчаники и алевролиты, а также песчаники со стекловато-пепловым цементом. Во впадинах Предуральского прогиба (север Верхнепечорской, Большесынинская, Коротаихинская) эта часть секвенции представлена аллювиальными и пролювиальными песчаниками и конгломератами (толщиной более 500 м), кластический материал которых состоит из обломков пород зеленокаменного пояса Урала. Аналогичные грубозернистые отложения присутствуют в верхней части разреза в южных районах Печоро-Колвинского авлакогена (до широты Харьгинской структуры) и Хорейверской впадины. Они формируют проградационные конусы выноса с Урала. В северном направлении подобные образования смещаются вверх по разрезу: на широте Усы они слагают преиму-

Стратиграфическая схема триасовой секвенции

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Секвенция	Циклиты (по Вассевичу)		Стадиосадко-накопления	Ижма-Печорская синеклиза, Малозем, Колгуевская моноклин.	Печоро-Колвинский влакоген Хорейверская впадина	Варандей-Адзвьянская структурная зона	Предуральский прогиб								
					Макроциклиты	Мезоциклиты					Север Верхне-печорской и Больше-сынинская впадины	Косью-Роговская впадина и гряда Чернышова	Коротайхинская впадина						
											Юг	Север							
Т р и а с	В е р х н и й	Карнийский, Ратский, норийский		↑	↑	↑	Максимальной континентальной "трансгрессии" - 2 син?	Верхняя подсвита	Нижняя подсвита	Нарьянмарская свита	Миягская св.	Сынинская свита	Больше-сынинская свита	Серов. толща	Коротайхинская свита				
																Нядейтинская свита			
С р е д н и й	Анзлийский, Ладинский			↑	↑	↑	Максимальной континентальной "трансгрессии"	Ангуранская свита	Харалейская свита	Керьямаельская свита	Краснокаменная св. ?	Песч. конгл. толща	Пестроцветная толща	Верхняя подсвита					
															Нядейтинская свита				
Н и ж н и й	Оленекский, Нижний	Верхн., Нижн.		↑	↑	↑	Начальная континентальная "трансгрессия"	Верхняя подсвита	Нижняя подсвита	Устьберезовская свита	Бызовская свита	Песчаниковая толща	Песчано-глинистая толща	Уснокушторская толща	Песчаниковая толща	Красноц. (песч.-гл.) толща	Средняя подсв.	Нижняя подсв.	Лестаншорская свита

шественно весь разрез, на широте Возейской площади приурочены к IV-VI, на севере Возейской и Харьягинской площади к V-VI мезоциклитам. Еще севернее, а также на территории Ижма-Печорской синеклизы разрез представлен аллювиально-озерными фациями - ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Доля последних увеличивается по мере удаления от Палеоурала. Толщины этих отложений здесь не превышают соответственно 260 м и 160 м. Кластический материал песчаников III-VI мезоциклитов повсеместно представлен обломками пород зеленокаменного пояса Урала.

Верхнюю осадочную систему формируют верхнеоленекско-нижнеладинский и верхнеладинско-верхнетриасовый макроциклиты. Верхнеоленекская часть секвенции имеет наибольшую площадь распространения, перекрывает иногда (Медынско-Тобойский вал) карбонатные толщи среднего карбона. На северо-западе гряды Чернышева, где амплитуда перерыва в основании триасовой секвенции возрастает, из разреза полностью выпадает харалейская свита.

Значительная часть верхней осадочной системы сложена глинами. Аллювиальные пески характерны только для базальных пластов мезоциклитов. Проллювиальные образова-

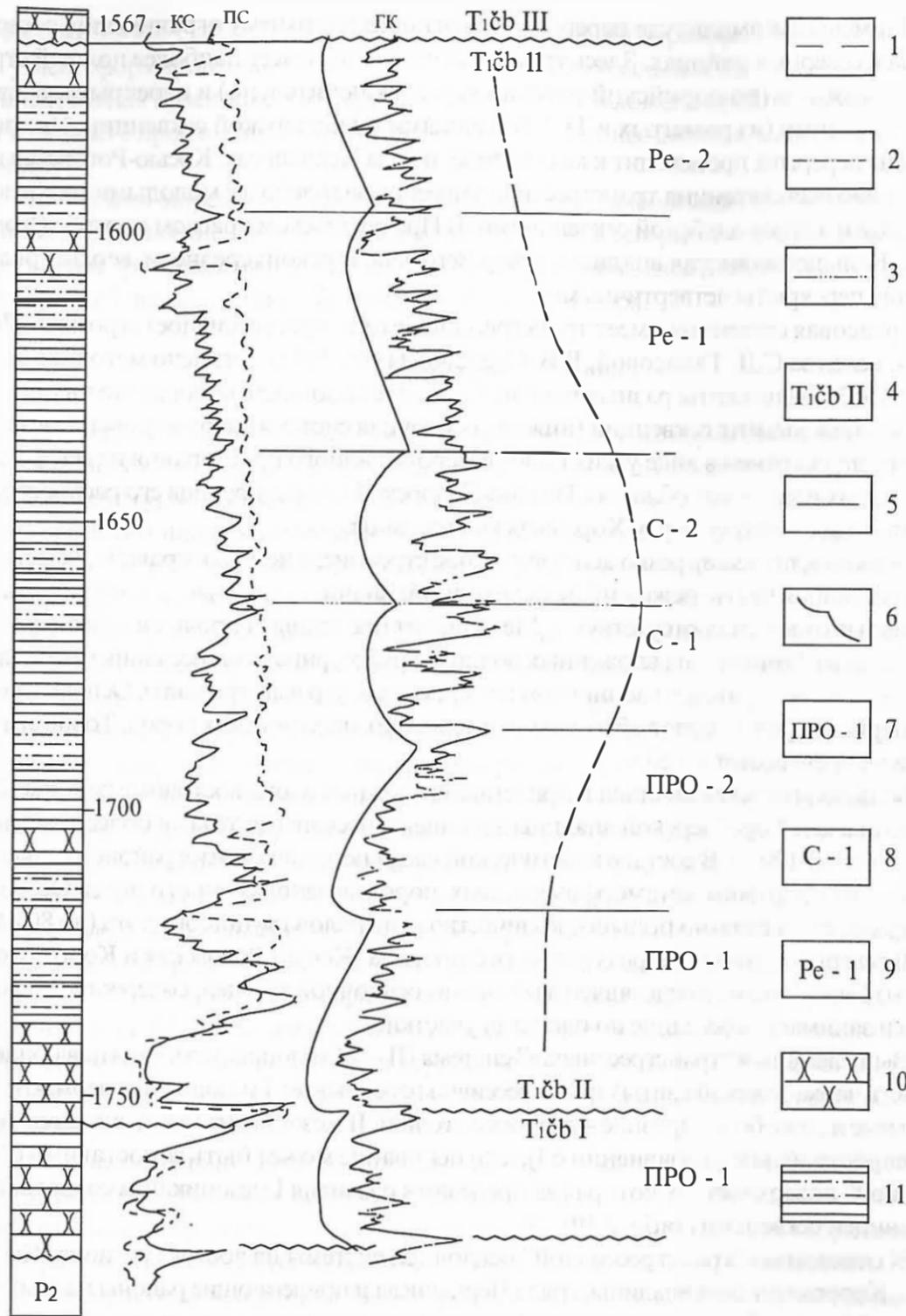


Рис. 3.3. Строение типового разреза полного мезоциклита (на примере II мезоциклита чаркабужской свиты, скв. 37 - Песчаноозерская) (по Суловой В.В., 1989).

1 - синусоида полного цикла осадконакопления; 2 - репер "значение ГК min/max"; 3 - плоскость симметрии мезоциклита; 4 - индекс мезоциклита; 5 - границы микроциклита; 6 - формализованные кривые, отражающие степень симметричности микроциклитов; 7 - наименование микроциклитов с $K_{пр} > 0.5$; 8 - наименование микроциклитов с $K_{пр} = 0.5$; 9 - наименование микроциклитов с $K_{пр} < 0.5$ (где $K_{пр}$ - коэффициент прогрессивности - отношение толщины ПРО-части к общей толщине микроциклита); 10 - песчаники; 11 - глины и алевролиты.

ния развиты локально, фиксируя палеоподнятия; толщины, их незначительные. В этой части секвенции, имеющей относительно небольшие толщины, несмотря на продолжительность времени ее формирования, предполагается множество локальных, зональных перерывов на разных стратиграфических уровнях. В разрезе они фиксируются комковатыми текстурами харалейских глин; в ангуранской свите – большим содержанием каолинита, преобладанием в обломочной части песчаников устойчивых компонентов, присутствием сингенетических конкреций (железистых и железисто-марганцевых), пестроцветностью отложений. Для нарьянмарской свиты характерен каолинит в составе цементов, прослой торфяников.

Идентификация поверхности максимального “разлива” затруднительна; скорее всего, она размещается внутри среднего триаса. Именно на этом уровне на большей части региона, особенно в центральных и западных районах, выявлена наибольшая глинистость разреза. Регрессивные образования триасовой секвенции, очевидно, не сохранились.

3.3. Секвенции позднекиммерийско-альпийского структурного этажа

С юрско-меловым интервалом геологического времени связано формирование двух структурно-формационных комплексов: юрско-неокомского и аптско-верхнемелового, в которых намечены секвенции более мелкого порядка: нижнеюрская, среднеюрская, верхнеюрско-неокомская, апт-альбская и верхнемеловая (табл. 3.11).

Нижнеюрская секвенция

Нижнеюрская секвенция может быть оценена как нижняя осадочная система юрско-неокомского структурно-формационного комплекса. Ее выделение (до 0.1 км) условно, по причине скудной палеонтологической охарактеризованности и сходства состава нижнеюрских и перекрывающих среднеюрских отложений.

Нижнеюрская секвенция снизу ограничена крупным региональным предъюрским несогласием. Развита она локально в центральных областях плиты. При этом в континентальной части последней секвенция представлена только верхней частью (тоарский ярус) и краевыми фациями. Территориальное распространение, стратиграфическая полнота и толщины секвенции существенно возрастают в северных районах (на Баренцевоморском шельфе). Здесь она, возможно, охватывает весь нижний отдел.

Нижнеюрская секвенция также, как и триасовая, сложена только континентальными аллювиальными, пролювиальными и пресноводно-бассейновыми толщами, но в отличие от триасовой, иного - олигомиктового состава. На севере они сменяются прибрежно-морскими песчано-алевритовыми образованиями.

Секвенция имеет трансгрессивное строение – вверх по разрезу гранулометрический состав песчаного материала становится более тонким, а в кровле присутствуют тонкослоистые песчано-алевритово-глинистые породы.

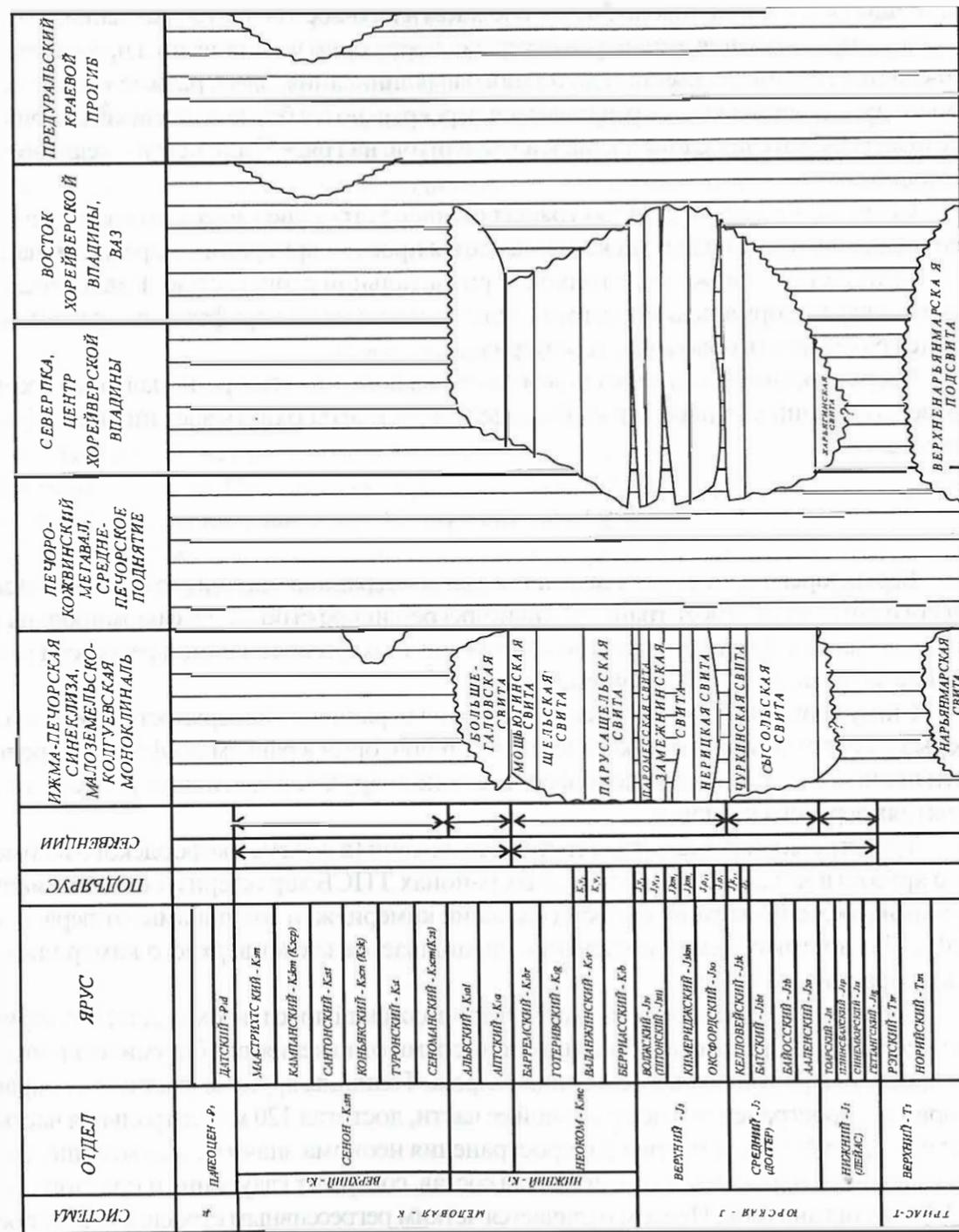
Перерыв между нижней и средней юрой предполагается по результатам фациального анализа, в частности, по присутствию в базальных слоях средней юры более грубого материала с галькой и гравием кварца, кварцитов, осадочных пород. Палеонтологически, к сожалению, он недостаточно обоснован.

Среднеюрская секвенция

Среднеюрская секвенция является трансгрессивной осадочной системой юрско-неокомского структурно-формационного комплекса. Она перекрывает разные уровни триасовой,

Таблица 3.11

Стратиграфическая схема юрско-меловых секвенций.



а в прибортовых областях и на крупных положительных структурах - палеозойских секвенций (центральные районы вала Сорокина, Печоро-Кожвинского мегавала, вал Гамбурцева). Поверхность несогласия, ограничивающая секвенцию снизу, разновозрастная. Наименьшая амплитуда соответствующего перерыва характерна для центральных областей, в районах присутствия нижней юры (здесь возможны согласные контакты). В этих областях максимальны и толщины секвенции (около 300 м). В южном и юго-восточном направлении, к окраинам области распространения амплитуда перерыва постепенно увеличивается и, соответственно, уменьшается толщина секвенции до полного выклинивания. Здесь разные уровни триаса, а на более приподнятых участках и палеозоя перекрываются бат-келловейскими прибрежно-морскими песками с прослоями глин и алевролитов, на гряде Чернышева - келловеем и верхней юрой.

Секвенция имеет отчетливо трансгрессивное строение - вверх по разрезу и с юга на север среди континентальных песков появляются прослои прибрежно-морских песчано-алевритово-глинистых отложений с тонкой горизонтальной слоистостью. Келловейский ярус представлен уже нормально морскими глинами, и только по периферии его развития увеличивается размерность обломочного материала.

Сверху среднеюрская секвенция ограничена поверхностью регионального несогласия. Соответствующий ему перерыв на большей части плиты охватывает нижнеоксфордский подъярус.

Верхнеюрско-неокомская секвенция

Верхнеюрско-неокомская секвенция слагает верхнюю осадочную систему юрско-неокомского комплекса, имеет трансгрессивно-регрессивное строение и сформирована на стадиях максимальной трансгрессии (позднеюрская эпоха) и постепенной регрессии морского бассейна за пределы ТПСБ (неокомский век).

Снизу верхнеюрско-неокомская секвенция ограничена поверхностью регионального перерыва, который связан с резким подъемом территории в раннем оксфорде, и проявился в почти полном отсутствии нижнеоксфордского подъяруса и в частичном размыве на палеоподнятиях верхнего келловея.

Трансгрессивная осадочная система секвенции (в объеме оксфордского и кимериджского ярусов) в западных и юго-западных районах ТПСБ характеризуется минимальными объемами (средний?-верхний оксфорд - нижний кимеридж) и толщинами (от первых метров до 20 м). На восток объем ее постепенно наращивается за счет верхнего кимериджа, а толщина возрастает до 165 м.

Верхняя осадочная система охватывает волжский ярус и неокомский надъярус. Первый представлен морскими карбонатно-глинистыми отложениями с битуминозными сланцами и прослоями ракушняка в основании разреза. Толщины яруса возрастают от окраин территории распространения к центральной ее части, достигая 120 м (центральная часть Денисовского прогиба). Территория распространения неокома значительно меньше. Он имеет терригенный песчано-алеврито-глинистый состав, содержит глауконит и прослои с остатками морских организмов. Неоком отличается четким регрессивным строением, которое выражается в увеличении вверх по разрезу размерности обломочного материала, в появлении гравия и гальки и в уменьшении доли глин и алевролитов. Наибольшие его толщины (до 200 м) фиксируются на северо-западе территории (о. Колгуев).

Аптско-альбская секвенция

Аптско-альбская секвенция залегает на эродированной поверхности неокома, в восточных районах известны факты ее залегания на размытой поверхности волжского яруса, а в единичных разрезах (Степковожская площадь) - на дислоцированных образованиях палеозоя. К сожалению, имеющиеся палеонтологические данные не позволяют более подробно разделить эту толщу. В целом она имеет прогрессивное строение, сформирована отложениями, образующими тот же парагенетический ряд, что и в нижней-средней юре - от континентальных пролювиально-аллювиально-озерных олигомиктовых сероцветных песков с подчиненной долей алевролитов и глин, с растительными остатками до преимущественно алевроитово-глинистых прибрежно-морских и мелководно-морских образований. Толщина апт-альбской секвенции сильно искажена последующими размывами, зоны с максимальными толщинами тяготеют к центральным районам, где устойчивое прогибание территории испытывала с раннеюрской эпохи.

Верхнемеловая секвенция

Верхнемеловая (турон-маастрихтская) секвенция имеет ограниченное распространение. В юго-восточной части Варандей-Адзвинской структурной зоны она залегает на апт-альбских отложениях и в Предуральских районах Косью-Роговской впадины перекрывает с размывом и угловым несогласием разные горизонты палеозоя.

Секвенция сложена песками олигомиктовыми, кварц-глауконитовыми с гравием, галькой, опоками глинистыми, песчанистыми, алевролитовыми с "банками" устриц, с фораминиферами, радиоляриями. Ее толщина достигает 250 м.

ГЛАВА 4. АНАЛИЗ СТАДИЙНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА В ФАНЕРОЗОЕ

Особенности эволюции Тимано-Печорского седиментационного бассейна в палеозое и мезозое определялись, прежде всего, его структурно-тектоническим расположением, а именно между стабилизированным эпикарельским Восточно-Европейским кратоном – на западе и юго-западе и активными областями: Уральским герцинско-раннекеммерийским подвижным поясом – на востоке и системой Баренцевоморских рифтов – на севере.

В конце байкальского цикла, в венде – раннем кембрии произошло наращивание Восточно-Европейского континента за счет стабилизации и кратонизации Тиманского и Большеземельского позднепротерозойских подвижных мегаблоков и установление на их территории платформенного режима. Общая тектоническая направленность развития региона на следующем – фанерозойском – этапе характеризовалась сменой активного ее прогибания (генетически связанного с растяжением земной коры и сопровождавшегося обширными трансгрессиями и последующими регрессиями) инверсией и горообразованием (вызванными сжатием). В позднем кембрии – раннем ордовике оформилась эпикарельская плита. Она стабильно развивалась в ордовике, силуре и девоне, а в карбоне-перми ее окраина была деформирована и стала частью Уральского складчатого пояса. Основная часть плиты, погружавшаяся в палеозое и в самом начале триаса на восток и юго-восток, получила в мезозое и кайнозое наклон на север, в сторону Баренцевоморских рифтогенных впадин.

Результаты формационного анализа отчетливо свидетельствуют о связи этапов развития ТПСБ с циклами/стадиями эволюции Арктико-Североатлантических каледонид, сопредельной Уральской подвижной системы, а в последующем и Баренцевоморского региона. Каждому этапу отвечало заложение и развитие “элементарных” седиментационных и, соответственно, осадочно-породных бассейнов. Латеральным и вертикальным набором последних сформирован ТПСБ в целом. Кроме того, осадочная и тектоническая летопись “элементарных” бассейнов обнаруживает в большинстве случаев вполне отчетливую корреляцию с глобальными тектоническими событиями и эвстатическими изменениями уровня Мирового океана (Vaill, Naq и др.). Все это позволяет, с одной стороны, выделить крупные циклы (этапы) развития ТПСБ 1-го порядка (или 2-го по отношению к циклам Вилсона (Хаин, 2000), синхронные процессам развития подвижных систем в Евразии – байкальский, каледонский, герцинско-раннекеммерийский и позднекеммерийско-альпийский, а, с другой, – подразделять их на этапы (стадии) более мелких порядков (вплоть до 5-го, в зависимости от степени изученности).

Далее рассмотрены эволюция седиментационных бассейнов и особенности обстановок осадконакопления, охарактеризованы историко-геологические этапы развития территории, соответствующие этапам формирования региональных литолого-стратиграфических систем или секвенций, и отдельные их фазы.

Это рассмотрение начато с краткой характеристики внутреннего строения и особенностей консолидации байкальского фундамента, во многом повлиявших на особенности развития в фанерозое как ТПСБ в целом, так и отдельных его структурных элементов.

4.1. Краткая характеристика внутреннего строения байкальского фундамента и особенности его консолидации

Фундаментом на всей территории Тимано-Печорской плиты является верхнепротерозойский складчато-метаморфический комплекс. Структурно-формационные подразделения фундамента сформировались в течение байкальского цикла тектонического развития. На протяжении более 800 млн. лет (рифей, венд и ранний кембрий) происходило заложение, развитие и закрытие позднепротерозойского Тимано-Уральского подвижного пояса. В Тимано-Печорском регионе на основании комплексной интерпретации геофизических данных и результатов изучения керн скважин выделяются области с разными типами коры: с континентальной корой нормального профиля, т.е. гранито-гнейсового состава (Тиманский мегаблок), с корой переходного типа (диорито-гнейсовый комплекс, отвечающий развитию метаморфизованных эффузивов – Большеземельский мегаблок) и корой океанического типа (Приуральский мегаблок) (рис. 4.1). Выходы фрагментов коры этих трех типов известны на Приполярном и Полярном Урале (хобеизский и харбейский, неркаюский и марункеуский, гердьюский и малькский комплексы). Характер геофизических аномалий и состав формаций, слагающих эти мегаблоки, свидетельствуют об их образовании в областях с различными геодинамическими обстановками.

Толщина гранито-гнейсовой коры на территории Тиманского мегаблока уменьшается, по сравнению с Русской плитой, и далее “утоняется” с запада на восток. Здесь резко возрастают толщины рифей-вендских терригенных и терригенно-карбонатных отложений. Вероятно, Тиманский мегаблок представлял собой наиболее погруженную часть древнего кратона со зрелой континентальной корой, т.е. окраину континента. Наземный вулканизм для него не характерен, интрузивный магматизм представлен мелкими дайками метадолеритов средне-рифейского возраста (на Тимане) и коллизионными гранитами в его восточной зоне (прил. 9). Метаморфические преобразования обычно не превышают стадии начального метатенеза. Только в зонах разломов, в результате локального динамотермального метаморфизма, породы преобразованы до высокотемпературной субфации зеленосланцевого метаморфизма, характерной появлением хлорит-биотитовых сланцев.

Геофизическими работами установлено резкое отличие глубинного строения Большеземельского мегаблока от Тиманского. По материалам бурения это различие объясняется преимущественным развитием эффузивных пород к востоку от Припечорской – Ильич-Чикшинской зоны разломов – границы этих мегаблоков. На территории Большеземельского мегаблока к началу рифея сформировалась кора фемического профиля (диорито-гнейсовый подкомплекс на глубинных разрезах ГСЗ). По-видимому, большая часть Большеземельского мегаблока и Верхнепечорский блок Приуральского мегаблока в конце рифея-венда развивались как активная окраина континента. Внутри ее обособлялись островные дуги, вулканоплутонический пояс, микроконтиненты, наложенные межгорные прогибы. Метаморфизованы вулканы Большеземельского мегаблока в фации зеленых сланцев; преимущественно развита низкотемпературная мусковит-хлоритовая субфация.

По материалам ГСЗ в Приуральском мегаблоке происходит поднятие базальтового слоя до 18 км, диорито-гнейсовый подкомплекс отсутствует. Это можно интерпретировать следующим образом: рифейский вулканогенный комплекс формировался на океанической коре. Данная область представляла собой зону спрединга. Фрагменты океанической коры обнажаются в южной части Полярного Урала на непосредственном продолжении Войкар-Сынинского палеозойского гипербазитового массива (хордьюский комплекс) и на севере Полярного Урала (малькский комплекс). Эти комплексы имеют гранулит-метабазитовый состав, что позволяет коррелировать их с “базальтовым” слоем и считать метаофиолитами.

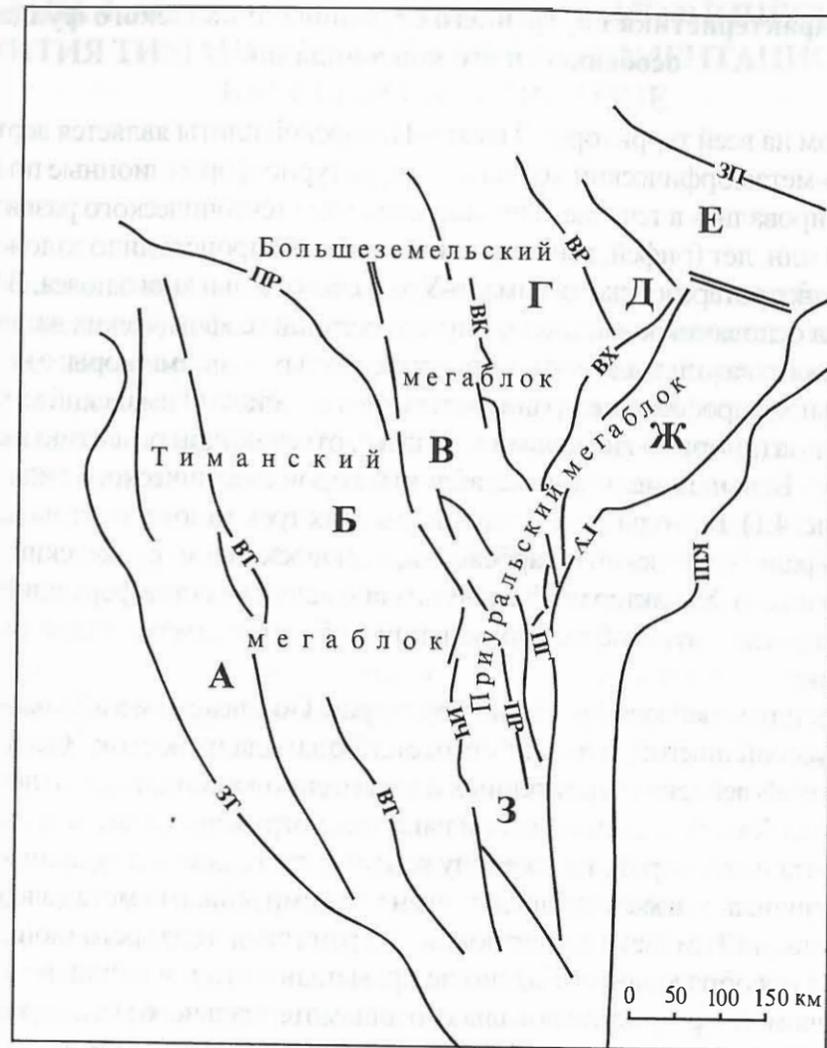


Рис. 4.1. Структурно-тектоническая схема поверхности фундамента Тимано-Печорской плиты.

Тектонические элементы фундамента - Тиманский мегаблок: А - Тиманский блок, Б - Ижма-Печорский блок. Большеземельский мегаблок: В - Печоро-Колвинский блок, Г - Хорейверский блок, Д - Варандей-Адзвинский блок, Е - Кортанхинский блок. Приуральский мегаблок: Ж - Косью-Роговской блок, З - Верхнепечорский блок. Региональные глубинные разломы, разграничивающие крупные блоки фундамента - Западно-Тиманский (ЗТ), Восточно-Тиманский (ВТ), Припечорский (ПР), Ильич-Чикшинский (ИЧ), Восточно-Колвинский (ВК), Печоро-городский (ПГ), Варандейский (ВР), Главный Западно-Уральский надвиг (ГУ), Восточный краевой шов (КШ)

С гранулит-метабазитовыми комплексами сопряжены эклогит-амфиболито-гнейсовые комплексы - неркаюский (на юге) и марункеуский (на севере) - с характерными минеральными ассоциациями, отвечающими метаморфическим преобразованиям в условиях высоких давлений (Пысгин, 1984). В неркаюском комплексе установлены реликты древних структур северо-западного простирания. Амфиболиты этого комплекса, судя по содержанию петрогенных окислов, близки океаническим толеитам. Вероятно, океанической областью можно считать территорию, ограниченную фрагментами океанической коры, т.е. весь Войкар-Сынинский гипербазитовый массив, через Енганэпэ до хребта Марункеу. На Енганэпэ, по данным В.А. Душина (1997), известны выходы коматиитов (эффузивов ультраосновного состава) и океанических толеитов. От выходов хордьюского комплекса на северо-запад по цепочке интенсивных гравимагнитных аномалий, эффект которых не снивелирован даже более, чем

десятикилометровой толщиной осадков Косью-Роговской впадины, океаническая область прослеживается вплоть до гряды Чернышева или даже далее до аномалий Салюки и Верхней Колвы и в Варандей-Адзвинской зоне до широты Сарембоа.

Во всех складчатых областях очень редко встречаются фрагменты океанической коры; считается, что ее большая часть поглощается в зонах субдукции. На Полярном Урале обнажается значительный объем офиолитов, не идущий ни в какое сравнение с теми узкими их полосками, которые наблюдаются в более южных районах Урала и являются фрагментами океанической коры палеозойского подвижного пояса. Вместе с тем, некоторые исследователи и на юге находят реликты древних офиолитов. Так, по данным В.П. Парначева (1985), позднепротерозойская максютовско-сайтовская офиолитовая зона пространственно унаследовала раннепротерозойскую ильменогорскую офиолитовую зону. Такое наследование раннепротерозойского режима, по-видимому, наблюдалось в позднем протерозое и в палеозое в Войкар-Сынинской зоне.

Ось спрединга предполагаемой океанической области имела северо-западное направление; от нее отходили трансформные разломы северо-восточного простирания. Трансформные разломы подчеркиваются интрузиями, имеющими изометричную или вытянутую в северо-восточном направлении формы. Их положение в дальнейшем предопределило направление палеозойских рифтогенных прогибов Урала между р.Косью (на юге) и хребтом Енганэпэ (на севере), границу шельфа и континентального склона, положение рифовых зон в палеозое на участках между рифтами.

Общая последовательность геодинамических процессов в Тимано-Печорском регионе на допалеозойском этапе может быть охарактеризована следующим образом. В позднем протерозое Тиманский мегаблок представлял собой пассивную окраину континента. К востоку и северо-востоку простирался Палеоуральский океан, в котором "дрейфовали" микроконтиненты (террейны) с корой континентального типа.

В среднем и позднем рифее в мелководном шельфовом бассейне (западная зона современной Тиманской гряды) происходило накопление терригенных песчано-глинистых осадков (четлаская серия) и карбонатных мелководных отложений со строматолитами (быстринская серия) (табл. 4.1). Толщины рифейского комплекса достигают 11 км. Далее к востоку (Восточный Тиман и Ижма-Печорский блок) мелководные карбонатно-терригенные осадки сменялись более глубоководными флишоидными. Здесь формировались обломочные магнетитсодержащие породы (кислоручейская серия) и флишоидные образования (вымская серия). Периодически накапливались глинисто-карбонатные разности, но общий объем их невелик.

Во внутренних областях подвижного пояса (к востоку от Припечорской зоны разломов) в конце рифея началось формирование островных дуг. Производные базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (скв. 11-Ронаель, 1-Зап.Дутово, 2-Чаркаюлуньвож, 1-Ср.Шапкина, 1, 3-Сенгейские, 1-Танвойская и 1-Аноргаяха) представлены базальтами палеотипного, реже кайнотипного облика, андезитобазальтами, андезитами, риолитами, пирокластами, туфами, сланцами (возейская свита). К островодужным плутоническим образованиям, возможно, относятся интрузии габбро (скв. 1-Динью, 89-Пашня), а также сложные интрузии, состоящие из амфиболовых габбро, габбро-диоритов и плагиогранитов (скв. 1-Новая, 1-Сев.Савинобор). По особенностям состава и химизма эти интрузии могут быть сопоставлены с габбро-тоналит-плагиогранитными формациями Урала.

В конце венда дальнейшее развитие геодинамических процессов привело к столкновению террейнов и островных дуг с остовом материка. В зоне коллизии (современная Припечорская зона разломов) протекали складкообразовательные и метаморфические процессы байкальского тектогенеза. Частично разгрузка напряжений происходила в зоне разломов современной Канино-Тиманской гряды (Гецен, 1991).

Таблица 4.1

Стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений Тимано-Печорской плиты

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА		ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА																				
		МЕЗЕНСКИЙ МЕГАБЛОК	ТИМАНСКИЙ МЕГАБЛОК			БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКИЙ МЕГАБЛОК	ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА															
		ВЫЧЕГОДСКИЙ ПРОГИБ	ЧЕТЛАСКО-ЦИЛЕМСКИЙ ВАЛ (западная зона)	ВЫМСКИЙ ВАЛ (восточная зона)	ИЖМА-ПЕЧОРСКИЙ БЛОК																	
ПРОТЕРОЗОЙ	ПАЛЕОЗОЙ	КЕМБРИЙ	НИЖНИЙ	ПАДУНСКАЯ СВИТА	МЕЗЕНСКАЯ СВИТА	УСТЬПИНЕЖСКАЯ СВИТА	УФТЮГСКАЯ СВИТА	СЕДУЯХИНСКАЯ СВИТА	САНДИВЕЙСКАЯ СВИТА	ЛАПТОПАЙСКАЯ СВИТА												
											ВЕНД	ВЕРХНИЙ	ВЫМСКАЯ СЕРИЯ	КЫКВОЖСКАЯ СВИТА	ЛУНВОЖСКАЯ СВИТА	ПОКЬЮСКАЯ СВИТА	ВОЗЕЙСКАЯ СВИТА	САБЛЕГОРСКАЯ СВИТА				
																			НИЖНИЙ	КИСЛОРОДЧЕЙ СКАЯ СЕРИЯ	ПИЖЕМСКАЯ СВИТА	КЛЕОНОВСКАЯ СВИТА
	РИФЕЙ	ВЕРХНИЙ	ВЫСТРИНСКАЯ СЕРИЯ	ПАУНСКАЯ СВИТА	РОЧУГСКАЯ СВИТА	ВОРЫКВИНСКАЯ СВИТА	АНЬЮГСКАЯ СВИТА	ХОБЕИНСКАЯ СВИТА														
				НЯФТИНСКАЯ СВИТА					ПАВЬЮГСКАЯ СВИТА													
				ОМЕНСКАЯ СВИТА					ВИЗИНГСКАЯ СВИТА													
		СРЕДНИЙ	ЧЕТЛАСКАЯ СЕРИЯ	ПЕЗСКАЯ СВИТА	НОВАБОБРОВСКАЯ СВИТА	СВЕТЛИНСКАЯ СВИТА	ПУЙВИНСКАЯ СВИТА															
					ДОРОГОРСКАЯ СВИТА			ЩЕКУРЬИНСКАЯ СВИТА														
					САРОНОВСКАЯ СЕРИЯ			МАНЬХОБЕИНСКАЯ СВИТА														
		НИЖНИЙ	НИЖНИЙ	САРОНОВСКАЯ СЕРИЯ	ОМЕНСКАЯ СВИТА	ДОРОГОРСКАЯ СВИТА	ПЕЗСКАЯ СВИТА	ЧЕТЛАСКАЯ СЕРИЯ	ВИЗИНГСКАЯ СВИТА	НОВАБОБРОВСКАЯ СВИТА	СВЕТЛИНСКАЯ СВИТА	ПУЙВИНСКАЯ СВИТА										
													НИЖНИЙ	САРОНОВСКАЯ СЕРИЯ	ОМЕНСКАЯ СВИТА	ДОРОГОРСКАЯ СВИТА	ПЕЗСКАЯ СВИТА	ЧЕТЛАСКАЯ СЕРИЯ	ВИЗИНГСКАЯ СВИТА	НОВАБОБРОВСКАЯ СВИТА	СВЕТЛИНСКАЯ СВИТА	ПУЙВИНСКАЯ СВИТА

отсутствие отложений
 перерыв в осадконакоплении
 согласно залеганию
 предполагаемая граница

Примечание: схема утверждена МСК в качестве рабочей в 1983 г. Дополнения и уточнения автора и Беляковой Л. Т.

Консолидация верхнепротерозойского комплекса Тимано-Печорской плиты в результате байкальской складчатости отличалась крайней неоднородностью. Повышенной жесткостью характеризовалась значительная часть Тиманского мегаблока фундамента, сформированная в условиях пассивной окраины Русской платформы на континентальной коре карелид, где впоследствии внедрялись венд-кембрийские гранитные массивы. В Большеземельском мегаблоке, сформировавшемся на активной окраине с ее корой переходного типа, повышен-

ной жесткостью характеризовались зоны, где сохранялись реликты континентальной коры террейнов.

Венд-кембрийский этап развития являлся орогенным, в этот период накапливался молассовый комплекс. В восточной части Тиманского мегаблока в наложенных впадинах формировались грубо- и тонкообломочные красноцветные породы полимиктового состава (седухинская свита). Область древнего осадконакопления, вероятнее всего, значительно превышала область современного распространения этих толщ, но позже они подверглись размыву. На востоке территории молассовый комплекс широко распространен и представлен туфоженно-обломочными образованиями (сандивейская свита), его толщина здесь достигает 460 м (скв. 90-Возей). Эти породы сопоставляются с молассой лаптопайской свиты Приполярного и Северного Урала. Для этих отложений характерно ритмично-слоистое строение, полимиктовый состав, нередко - красноцветность и грубозернистость, ассоциация с вулканитами риолитовой формации. Кислые эффузивы пространственно связаны с молассоидами и, вероятно, имеют близкий возраст (венд-кембрийский, как на Приполярном Урале). Накопление молассового комплекса происходило преимущественно в континентальных условиях, характерных для посторогенных межгорных прогибов.

С завершающим этапом байкальского тектогенеза связано возникновение многочисленных габиссальных очагов гранитного магматизма. Граниты вскрыты многими скважинами почти на всей территории ТПСБ. Возраст гранитов, судя по геохронологическим данным (цирконометрия), - 555 млн. лет, что соответствует раннему кембрию по отечественной временной шкале или позднему венду, согласно принятой на западе. Магматизм завершился субщелочными проявлениями - сиенитами и щелочными габброидами Северного Тимана, щелочными пикритами и карбонатитами Среднего Тимана, граносиенитами из скв. 50-Зап.Хыльчюу, сиенит-монцититами Изкось-Горы, трахибазальтами и лейцитовыми базальтами верхней части вулканогенного разреза в скв. 1-Ср.Шапкина и 1-Малолебединская. Этот магматизм связан уже с этапом платформенной стабилизации.

Субщелочной магматизм ознаменовал окончание байкальского тектоно-магматического цикла и установление платформенного режима на всей территории Тимано-Печорского региона. События байкальского цикла во многом предопределили дальнейшую историю плиты. Особенности строения и вещественного состава фундамента позволяют наметить сложную взаимосвязь структур осадочного чехла и фундамента, их влияния на локализацию залежей углеводородов.

4.2. Каледонский цикл

Определяющими геологическими процессами каледонского (раннепалеозойского) цикла являлись позднекембрийско-раннеордовикское рифтообразование на крайнем востоке эпибайкальской плиты, раскрытие и последующее разрастание Уральского палеоокеана, оформление пассивной окраины Тимано-Печорской плиты, шельфа, континентального склона и его подножия. С момента раскрытия палеоокеана Тимано-Печорский регион представлял собой аллювиальные равнины и лагуны, а со среднеордовикской эпохи - широкие полузакрытые, крайне мелководные шельфовые моря. От Уральского океана они отделялись краевым поднятием с мощными рифовыми барьерами и сравнительно узкой некомпенсированной полосой открытого (глубокого) шельфа, переходившего в континентальный склон. Этот переход выражен в значительном уменьшении толщин и карбонатности осадков и в увеличении кремнистости. В пелагических условиях континентального склона в этот период накапливались известняково-песчано-глинистая и известняково-кремнисто-глинистая сланцевая формации.

Расположение краевого бассейна в приэкваториальной зоне способствовало развитию рифовых построек. Существование краевого поднятия и пенепленизированный характер континента предопределили преимущественно известково-доломитовый тип осадконакопления на шельфе и резко некомпенсированный кремнисто-глинисто-известковый тип открытого шельфа. Для платформенных шельфовых формаций типична мелкая цикличность, наличие обломочной примеси, в северо-западных районах - пестроцветность; осадконакопление имеет признаки ограничения свободного водообмена, компенсированный характер.

В позднем силуре - раннем девоне, на завершающем этапе каледонского цикла тектогенеза, происходило активное прогибание вдоль Припечорской и Колвинской систем, а также в Варандей-Адзвинской зоне. В целом же тектонические подвижки каледонской тектонической эпохи определили структурный план региона на рубеже раннего - среднего девона. Так, на его востоке, охватывающем современный Предуральский прогиб и Варандей-Адзвинскую зону, до краевого поднятия обозначилась зона перикратонных опусканий с толщинами только среднеордовикско-нижнедевонских отложений до 3400 м. В приразломных прогибах Печоро-Колвинского авлакогена, получившего свою начальную структурную выраженность в виде разобренных выдвинутыми поперечными блоками грабенов, толщины комплекса достигли 3200 м. Относительно приподнятыми оказались Лайское и Носовое поднятия, разделившие Припечорский и Колвинский грабены, Тиманский блок и Большеземельский свод. Толщины нижнепалеозойской карбонатной формации, размытой до нижнего силура и даже полностью (Носовое поднятие, Средний и Южный Тиман и Притиманье), ограничиваются здесь 200-600 м. Несмотря на эту структурную дифференциацию, Тимано-Печорская эпибайкальская плита и зона перикратона на раннепалеозойском этапе составили типичную пассивную окраину.

Позднекембрийско-раннеордовикский этап оценивается как начальная (подготовительная) стадия этого крупного цикла. С ней связано формирование базальных обломочных внутриплитной и окраинно-плитной формаций в условиях активизации тектонических процессов при самом низком относительном уровне моря. Собственно трансгрессивная стадия - средний-поздний ордовик - характеризовалась резким увеличением общей площади осадконакопления. Континентальные и мелководно-морские обломочные формации сменились мелководно-шельфовыми преимущественно карбонатными. В условиях максимальной обширности раннепалеозойской трансгрессии происходило накопление нижнесилурийско-лудловских также мелководно-шельфовых карбонатных формаций. Этой стадии соответствовал наиболее высокий относительный подъем уровня моря, максимальное прогибание бассейна и наименьшее поступление в бассейн обломочного материала. Строение пржидольско-нижнедевонских формаций отражает изменение направленности процесса осадконакопления на регрессивную. Сократилась общая площадь аккумуляции, бассейн постепенно обмелел, появились лагунно-морские и даже континентальные обстановки, усилился принос обломочного материала.

Завершился каледонский (раннепалеозойский) цикл региональным перерывом. С пражского, а возможно, даже с конца лохковского века шельф, начиная с северо-западных областей, постепенно осушался, превращаясь в область денудации и переноса осадочного материала не только в восточные области шельфа, но и на континентальный склон. Лишь на самом востоке и юго-востоке в пражском-эмсском веках сохранялась аккумуляция в континентальных и прибрежно-морских условиях. Конец каледонского этапа - это время высокого стояния Восточно-Европейского континента в целом и его северо-восточной окраины в частности. Для Уральского подвижного пояса - это наступление стадии зрелости палеоокеана с формированием островных дуг и возникновением глубоководных задуговых окраинных морей.

В связи с байкальским орогенезом, воздыманием и продолжительным высоким стоянием северо-восточной окраины Восточно-Европейского континента, на территории Тимано-Печорской плиты наступил длительный перерыв. В субэральных условиях продолжалось разрушение антиформ на месте современного Тимана и в области сочленения Тиманского и Большеземельского мегаблоков фундамента, пенепленизация рельефа, формирование кор химического выветривания. Широкое развитие последних свидетельствует о том, что на протяжении продолжительного периода (с конца венда - начала кембрия и до начала ордовика) климатические условия периодически были гумидными. Континентальные условия на значительной части Тимано-Печорской плиты существовали до ордовика.

В позднем кембрии - раннем ордовике по всей окраине позднепротерозойского континента произошло его раскальвание. Этот процесс сопровождался рифтогенезом и формированием грабеновой вулканогенно-обломочной олигомиктовой формации. Вследствие очень быстрого раздвигания обломков континента впадины вскоре оказались затопленными морем и на их месте образовался Уральский океанический палеобассейн (Пучков, 1979). С позднекембрийско-раннеордовикским этапом связано начало седиментации и на территории Тимано-Печорской плиты. Этот этап оценивается как начальная (подготовительная) стадия крупного позднекембрийско-ордовикско-силурийско-раннедевонского (т.е. раниепалеозойского) цикла. Ее продолжительность составляла 20-25 млн. лет.

Осадконакопление началось с областей рифтогенеза. В позднем кембрии - в начале ордовика здесь (в Лемвинской области) происходило накопление погурейской формации (300-500 м) - гравийников и галечников, песков и алевритов, преимущественно аркозовых с базальтовой эпикластикой, туфами риодацитов, с телами кварцевых порфиров и фельзитов (прил. 10).

Западнее (в Елецкой зоне), т.е. на востоке континента формировалась базальная окраинно-плитная преимущественно грубообломочная тельпосская формация - красноцветные или пестроцветные моно-олигомиктовые и полимиктовые отложения, местами содержащие значительные объемы базальтоидов и риолитов. Ее толщины составляют 0.3-4.0 км. Генетически эти образования являются континентальными (аллювиально-дельтовыми) и прибрежно-морскими. В верхней части формации обычны алевритистые сланцы и глинистые известняки.

По мнению С.В.Руженцева и А.А.Савельева (1997), кембрийско-тремадокские образования Лемвинской и Елецкой зон формировались в разных условиях изолированных седиментационных ванн с локальными источниками сноса и различной амплитудой проседания. Краевые части аккумуляционных впадин фиксируются наиболее грубыми разностями, основными массами вулканитов и дайковыми поясами.

Еще западнее в начале этапа, в тремадокском веке (судя по скудным данным разрезов Хорейверской впадины), существовали условия аллювиально-дельтовых и приморских низменных равнин. Накапливались базальные окраинно-плитные крупнообломочные пестроцветные осадки - галечники, гравийники и пески с плохо окатанным обломочным материалом, с горизонтальной и линзовидной гранулярной слоистостью (хореймусюрская свита). Толщины осадков уменьшались в западном направлении от 500 до 20 м.

Обломочный материал в область аккумуляции поставлялся крупными водотоками. Один из них намечен Л.Т. Беляковой (1992) по результатам интерпретации геофизических данных в узкой приразломной зоне (грабене), вероятно заполненной обломочной континентальной аллювиальной формацией. Эта зона протягивается с северо-запада на юго-восток вдоль современного Шапкина-Юрьянского вала и восточного борта Печоро-Кожвинского

мегавала. Водопоток рассекал центральную часть крупнейшего палеоподнятия, которое простиралось с юго-востока на северо-запад и охватывало северо-восточную и восточную часть современной Ижма-Печорской синеклизы, север Печоро-Колвинского авлакогена, примыкающую к нему западную половину Хорейверской впадины, а на юге - суженную приграничную полосу Ижма-Печорской синеклизы и Верхнепечорской впадины.

К западу от этого палеоподнятия находилась еще одна область аккумуляции - в центральной части современной Ижма-Печорской синеклизы. Здесь формировалась базальная обломочная внутриплитная формация

В начале этапа, в тремадокском веке, в наиболее пониженных северных участках рельефа западного бассейна, (район скв. 1-Зап.Созьва, 1-Дзелядевская) отлагались дельтовые кварцевые (красноцветные) и олигомиктовые галечники, гравийники и пески ("полимиктовая" пачка седельской свиты). Основным источником сноса в эту фазу являлись континентальные области, располагавшиеся к западу от бассейна, а также упомянутое крупнейшее палеоподнятия, в фундаменте которого развиты эффузивные и интрузивные толщи. "Полимиктовые" осадки не имели широкого распространения, они накапливались только в северных районах бассейна. В прибортовых зонах бассейна толщины раннетремадокской кластики максимальны и составляют 400 м.

Во вторую половину тремадокского века условия в западном бассейне изменились, и на фоне нарастающей трансгрессии на приморских низменных равнинах, временами заливавшихся морем, стали накапливаться белые мономинеральные кварцевые пески: крупно-мелкозернистые, хорошо окатанные, с гранулярной горизонтальной и пологой наклонной слоистостью. Поступление обломочного материала в бассейн было преимущественно с запада, роль восточной области сноса в это время не столь ощутима. Приуроченность равнин к области непрерывного прогибания обусловила большие (до 400 м) толщины песков (пачка "белых" песчаников).

Поздний тремадок - аренигский век - это фаза становления глубоководного океанического бассейна (Лемвинская область) и максимума трансгрессии позднекембрийского-раннеордовикского этапа. В это время произошло обособление шельфа и континентального склона, сглаживание континентального уступа и сокращение приноса продуктов его размыва в область аккумуляции. Эта фаза ознаменовалась общим нарастанием трансгрессии; наряду с обломочными осадками, на значительной территории появились карбонатно-глинистые.

На континентальном склоне в позднем тремадоке началось, а в арениге - продолжалось формирование пелагической известняково-песчано-сланцевой грубеинской формации - фиолетовых или пестроцветных филитизированных кварцевых и кварцево-плагиоклазовых алевролитов, глинистых сланцев, содержащих в наиболее западных разрезах прослой мергелей и известняков, а в восточных - туффиты, туфоалевролиты, глинисто-кремнистые сланцы. В восточных разрезах толщины минимальные: 100-300 м. В большинстве случаев переход от рифтогенной формации к глубоководным филлитам резкий. Он оценивается как период раскрытия океанической структуры и оформление пассивной континентальной окраины.

Западнее, в Елецкой зоне, продолжалось накопление обломочных пород (до 800 м), сходных с кембрийско-раннетремадокскими, но в аренигском веке здесь появились алевроитистые глинистые осадки (ныне сланцы) и песчаные известковые глины (саледская свита).

По сравнению с тремадокским веком, область шельфа значительно расширилась к западу; обстановки в целом стали более мористыми. Вместе с тем, на территории современной Хорейверской впадины сохранились дельтовые, приморские, низменно-равнинные условия, в которых продолжали накапливаться галечники, пески и глины базальной обломочной формации (хореймусюрская свита).

Ижма-Печорская область седиментации в эту фазу представляла собой закрытый или полузакрытый опресненный бассейн, возможно, лагуну. Начало фазы характеризовалось накоплением средне-мелкозернистых песков (пачка "розовых" песчаников). В них, в отличие от позднетремадокских осадков, в составе обломочного материала, наряду с кварцем, вновь появились обломки пород, зерна полевых шпатов, но доля их значительно меньше, чем в раннетремадокских (т.е. раннетрансгрессивных) осадках ("полимиктовая" пачка).

Позднее на большей части бассейна пески сменились преимущественно тонкими осадками - алевроитами и глинами. Их формирование происходило в мелководных условиях; они обогащены окисным железом (нибельская свита).

На северо-западе бассейна (в районе скв. 1-Большепульская) изредка и кратковременно возникали условия с соевым режимом, близким к нормальному морскому, о чем свидетельствует накопление известковых илов (ныне красноцветных) с редкими остатками беззамковых брахиопод, остракод и криноидей. Эти условия были связаны с фазой максимальной "мористости". Толщины аренигских осадков достигают здесь 300 м.

В конце аренигского века погружение Тимано-Печорской плиты сменилось ее воздыманием. Это происходило на фоне глобального понижения уровня океана и тектонической активизации. Регрессивная фаза характеризовалась усилением поступления обломочного материала в области аккумуляции и увеличением его размерности. Сначала на западе, а затем практически и на всем шельфе возникли субэвральные условия. Перерыв в осадконакоплении на большей его территории продолжался до второй половины карадокского века.

Формационная принадлежность и литолого-фациальные особенности наиболее древних в осадочном чехле нижнеордовикских толщ допускает предположение о том, что более раннее, чем тремадокское, осадконакопление на территории ТПСБ, за исключением позднекембрийского в самых восточных рифтогенных областях, не происходило. Вместе с тем, вопрос о неотложении или размыве средне-верхнекембрийских осадков на территории плиты остается открытым, в том числе и по причине слабой палеонтологической охарактеризованности базальных слоев осадочного чехла.

Средне-позднеордовикский этап

На рубеже раннего и среднего ордовика гумидные климатические условия сменились аридными, а обломочная седиментация - мелководно-шельфовой глинисто-сульфатно-карбонатной. Вероятно, что формированию перерыва на этом рубеже способствовала крупная общемировая регрессия в конце раннеордовикской эпохи. На Тимано-Печорской плите с этим событием связан длительный перерыв в осадконакоплении в платформенной части плиты (лланвирнский, лландейловский века), в области перикратона его амплитуда сокращена и составляла менее века.

Со среднеордовикской эпохи начался этап формирования пассивной окраины Восточно-Европейского континента и заложение новой системы седиментационных бассейнов на территории Тимано-Печорской плиты. К концу эпохи на ее востоке оформился континентальный склон и его подножие. Осадконакопление возобновилось лишь в карадокском веке на фоне общего, пока еще относительно медленного прогибания территории плиты и поднятия уровня вод Уральского палеоокеана. К началу позднеордовикской эпохи на большей части плиты установились обстановки типичного карбонатного шельфа (прил. 11).

Продолжительность этапа, охватившего среднеордовикскую эпоху и усть-зыбское-малотавротинское время позднеордовикской эпохи, составляла около 35 млн. лет. Преимущественно сульфатно-карбонатный характер седиментации был вызван изменением климата в сторону потепления, а уменьшение поступления грубого обломочного материала в средне-

позднеордовикское время свидетельствует о значительной пенеппенизации Фенно-Скандинавского щита – основной области сноса в среднем ордовике. Глинисто-мергелистые толщи с редкими линзами известняков и кремней (с толщинами в первые десятки метров) накапливались лишь восточнее краевого поднятия (р.р. Ильч, Кожим).

К концу среднеордовикской эпохи бассейн занял центральные и юго-западные районы плиты, за исключением наиболее приподнятых участков (Большеземельский палеосвод, Возейский выступ). Большеземельский палеосвод полностью вступил в область седиментации лишь в начале позднего ордовика. Возейский выступ и северо-западные районы (в том числе современные Северный Тиман, п-ов Канин, о. Колгуев) не были вовлечены в осадконакопление и в позднем ордовике, либо накопившиеся осадки были уничтожены в предсилурийское время.

В восточных и центральных частях бассейна (Большеземельский, Адзвинский палеосводы и область современного Предуральского прогиба) на рубеже средне- и позднеордовикской эпох преобладали обстановки литорали с активной и низкой гидродинамической активностью. Подчиненное значение имели сублиторальные и супралиторальные условия, отражавшие периодические колебания относительного уровня моря и подчеркивающие цикличность более мелких порядков. Относительные максимумы повышения уровня маркируются в циклитах глинистыми темноцветными пластами и увеличением естественной радиоактивности пород, понижения – отражаются в развитии иловых и разнообразных водорослевых карбонатных образований. В среднем - начале позднего ордовика накапливались известковые илы, обитала разнообразная фауна, включая мшанки, табуляты, брахиоподы, криноидеи, остракоды и другие, которые эпизодически образовывали линзовидные пласты органогенно-детритовых осадков при преобладании детритово-иловых, что свидетельствует об условиях неглубокого и относительно выровненного рельефа. На западе бассейна (юго-западная часть современной Ижма-Печорской синеклизы, Печоро-Колвинская палеовпадина в границах будущего авлакогена) в это время накапливались пестроцветные алевритово-глинисто-карбонатные илы супралиторали.

Время формирования этой глинисто-карбонатной мелководно-морской средне-верхнеордовикской секвенции может быть оценено как трансгрессивная фаза ордовикско-раннедевонского этапа. Для него характерно отсутствие рифового обрамления, покровное распространение монофациальных осадков, что позволяет отнести шельфовую обстановку на плите к категории наклонного шельфа или “рампы”. На усть-зыбское время ашгиллского века позднего ордовика пришлась фаза максимального затопления шельфа или “разлива” ордовикской трансгрессии.

Со второй половины усть-зыбского времени платформенный бассейн постепенно мелел по мере его заполнения известковыми осадками литорали-супралиторали. Обстановки осадконакопления стали благоприятными для создания органогенных построек. Об этом говорит тот факт, что в составе шельфовых биоценозов широко распространены известковые сине-зеленые водоросли и табуляты. Биогермные фации существовали также и на краевом палеоподнятии, на границе с областью некомпенсированного прогибания (континентального склона и его подножия). Более полного развития, вплоть до формирования рифовых построек, толщиной до 150-500 м (в ископаемом состоянии), они достигли в конце малотавротинского времени ашгиллского века (разрезы на р.р. Няю, Кожим Приполярного Урала, Ильча Северного Урала). По мнению ряда исследователей это были бескаркасные постройки типа иловых холмов, а основными строителями – водоросли (Антошкина, 1992; Кузнецов, 1996). Западнее широкое развитие получили хемогенные, детритовые и водорослевые образования, реже – мелкие биостромы и биогермы, известные в юго-восточной части Большеземельского свода (Ср.Макариха, Салюка, Баган, Сев.Мастерель). Выявленная детальными

литолого-петрографическими исследованиями редуцированность циклитов мелких порядков является следствием проявления многочисленных субаквальных и субаэральных размывов. В северо-западных районах Большеземельского свода накапливались преимущественно хемогенные карбонатные осадки с небольшим количеством алеврито-глинистой примеси (Вост. Харьга, Верх. Возей).

Дальнейшее обмеление бассейна в малотавротинское время привело в условиях аридного климата к постепенному его засолонению. Накопление в ордовике сульфатных и соленосных осадков, а также восточнее их биогермных и рифогенных образований, свидетельствует о существовании палеоподнятия, отделявшего внутренний шельф от внешнего, переходившего в континентальный склон океанического бассейна. Максимумы обмеления маркируются субаэральными размывами, отчетливо прослеживающимися на западе бассейна и в зонах палеоподнятий, и увеличением доли песчано-алевритово-глинистого материала с одновременным уменьшением доли нормально морских образований. Малотавротинская фациальная область в пределах Тимано-Печорской плиты подразделялась на следующие подзоны (в направлении с востока на запад): галогенно-сульфатно-карбонатную (Косью-Роговская область); глинисто-сульфатно-карбонатную (Большеземельский палеосвод, Верхнепечорская область) и пестроцветную обломочно-карбонатную (Ижма-Печорская область),

Завершился средне-позднеордовикский этап региональным субаэральным перерывом на рубеже среднего и позднего ашгилла. Амплитуда перерыва невелика и оценить ее количественно сложно. Палеонтологический материал также не улавливает его. Реально перерыв выявляется при анализе промыслово-геофизических данных либо методом графической корреляции (Дуркина, Мельников, 1990).

Раннесилурийско-лудловский этап

Следующая позднеашгиллская трансгрессия, в отличие от предыдущей, развивалась очень стремительно и уже к началу раннего силура охватила всю область плиты, вплоть до современных Северного Тимана и Канина. Это объясняется суммирующим эффектом общего прогибания плиты и эвстатического подъема уровня Мирового океана на рубеже ордовикского и силурийского периодов. Последнее событие согласуется с глобальным потеплением климата и таянием ледников.

Раннесилурийско-лудловский этап охватывал интервал геологического времени от раннего силура по лудловский век (гердьюское время) позднего силура, включая салюкинское время (конец ашгиллского века позднего ордовика). Его продолжительность составляла около 20 млн. лет. В целом этот этап, как и предыдущий, характеризовался относительно спокойным тектоническим развитием Тимано-Печорской плиты. Соленакопление и субаэральные условия на всей территории сменились обстановками литорали-сублиторали с формированием карбонатных и глинисто-карбонатных образований. Полого наклоненный в сторону Уральского океана рельеф морского дна определил широкое распространение по площади осадков, которые перекрыли всю территорию, включая районы современного Северного Тимана, п-ова Канин, о. Колгуев. Восточнее перикратона накапливалась типичная для конденсированного разреза известняково-кремнисто-глинистая сланцевая формация, представленная ныне харотской свитой силура – нижнего девона в Лемвинской структурно-фациальной зоне (прил. 12). На временных сейсмических профилях широтного сечения с востока на запад отмечено подклинивание отражающих границ по типу подошвенного налегания, характерного для трансгрессивного осадконакопления. Волновая картина в виде горизонтально-слоистой широкофазной записи с наличием протяженных, динамически выраженных отражений типична для шельфовой седиментации.

Трансгрессивная фаза раннесилурийско-лудловского этапа приходилась на салюкинское (поздний ордовик), раннеджагалское время и на начало среднеджагалского (ранний силур) времени. Для нее характерно увеличение мористости осадков по мере развития трансгрессии и продвижение береговой линии в западном направлении. На всей территории плиты накапливались карбонатные илы сублиторали-литорали с богатым и разнообразным комплексом органических остатков, которые характерны только для этой фазы раннего силура. Среднеджагалская трансгрессия соответствовала фазе максимального разлива не только для раннесилурийско-лудловского этапа, но и для всего раннего палеозоя. Затем наступила регрессивная фаза развития лландоверийского бассейна с относительным максимумом регрессии в конце века. Для нее характерно широкое развитие разнообразных органогенно-детритовых, водорослевых образований, мелких биостромов и биогермов в конце джагалского и в середине филипппельского времени в центральной и южной частях Большеземельского палеосвода и в Ижма-Печорской области. Максимум позднелландоверийской регрессии отражен в разрезе регионально выдержанной глинисто-карбонатной пачкой (20-40 метров), сложенной хомогенными карбонатами и седиментационными доломитами, реже сульфатами с признаками субаэральных осушений в зонах крупных палеосводов. На краевом поднятии в это время были широко развиты строматолиты и формировались небольшие одиночные рифогенные постройки (руч. Закола на Северном Урале, Антошкина, 1988).

Последовавшая затем седельская (венлокская) трансгрессия по площади незначительно уступала лландоверийской. При этом положение фациальных зон также не претерпело существенных изменений, за исключением северо-восточных районов плиты (к востоку от Припечорской зоны разломов допалеозойского заложения). Примерно со второй половины седельского времени здесь началось более интенсивное, по сравнению с южными районами (Омра-Лыжский палеосвод, Верхнепечорская область), и дифференцированное прогибание. Наиболее заметное погружение, компенсированное осадконакоплением, проходило на территории современных валов Печоро-Колвинского авлакогена, ограниченных разломами древнего заложения, и в Варандей-Адзвинской области. Таким образом, заложение грабенобразных прогибов на месте Печоро-Колвинского авлакогена намечилось с середины седельского времени, т.е. еще в каледонском цикле тектогенеза. В пределах этих прогибов накапливались иловые хомогенные карбонатные осадки в условиях литорали со слабой гидродинамикой. Подзона литорали с активной гидродинамикой оставалась в центральных и южных частях Большеземельского палеосвода, но площадь ее несколько сократилась. Периодически, в моменты относительных падений уровня моря седиментация на отмелях проходила при активном участии водорослей и разнообразных морских организмов.

В юго-восточных и северо-западных районах бассейна в седельское время накапливались известковые и водорослевые (со строматолитами) илы с небольшим содержанием глинисто-алевритовой примеси. Здесь, по сравнению с северо-восточными районами, более продолжительны субаэральные перерывы в осадконакоплении.

В конце седельского времени обмеление бассейна привело к ограничению свободного водообмена вплоть до накопления в западных районах седиментационных доломитов. Это было связано с возобновлением формирования рифогенных построек позднего венлока-лудлова в области краевого поднятия и, возможно, с эвстатическим падением уровня моря. Постройки данного этапа раннепалеозойского рифообразования (второго после позднеордовикского) уже составляли сближенные и часто единые барьерные системы, толщиной до 600 м в ископаемом состоянии, отличались фациальным разнообразием и увеличением видов рифостроителей. Чередование трансгрессивных и регрессивных фаз регулировало процессы рифообразования, но выявляемые на всех этапах в определенной полосе Северного и Полярного Урала органогенные постройки различной толщины свидетельствуют об устой-

чивом положении палеоподнятия на границе перикратонного опускания и континентального склона. Волны трансгрессии, приводившие к подавлению активного рифообразования на краевом поднятии в течение всего раннего силура, содействовали появлению и расцвету водорослевых и строматопорово-кораллово-водорослевых биостромов малой толщины (до 10 м) на Большеземельском, Омра-Лыжском, Адзвинском и других палеосводах. Типичных рифовых построек и свойственных им смежных фаций, в первую очередь – депрессионных, на территории Тимано-Печорской плиты не встречено.

В крайние западные районы бассейна (современные - Северный Тиман, п-ов Канин, о. Колгуев, Малоземельско-Колгуевская моноклинал) на протяжении всего этапа периодически поступал глинистый и обломочный кварцевый материал. Количество его к концу этапа увеличилось, вплоть до накопления в гердьюское время прослоев пестроцветных алевролитов, толщиной до 1-2 метров (Северный Тиман, п-ов Канин). На остальной части плиты в гердьюское время существовал морской бассейн с периодически изменявшейся соленостью (от нормальной до повышенной), в котором накапливалась слоистая толща известково-доломитовых илов с характерным эвриталинным комплексом организмов (гастроподы, остракоды и др.). Нормально морские обстановки седиментации сохранялись в перикратонной части бассейна.

Пржидольско-раннедевонский этап

Этот этап охватывал пржидольский век позднего силура (гребенское время) и ранний девон, за исключением позднего эмса (прил. 13,14). Его продолжительность составляла немногим более 20 млн. лет. Пржидольско-раннедевонский этап приходился на заключительную стадию каледонского цикла тектогенеза, которая выразилась в активизации тектонических движений, начавшихся еще в седельское время. Восходящие движения в значительной степени проявились на территории, отвечающей Тиманскому мегаблоку фундамента. В области Большеземельского мегаблока тенденция к воздыманию выразилась гораздо слабее. Исключение составляет Большеземельский палеосвод, объединивший ряд стабилизированных участков фундамента с гранитным магматизмом (Сандивейское поднятие).

Районом наиболее активных прогибаний оказалась неширокая полоса (до 30 км) Колвинской системы разломов, где накапливалась известково-глинисто-мергелистая пржидольско-нижедевонская субформация, толщиной от 1.9 км (Усинский палеограбен) до 2.4 км (Харьягинский палеограбен). Прогибание подобного масштаба выявлено в пределах Лыжско-Кыртаельского и Шапкина-Юрьяхинского палеограбенов.

Позднесилурийская (пржидольская) трансгрессия развивалась также стремительно, как и лландоверийская, перекрыв всю площадь Тимано-Печорской плиты. Она отличалась от предыдущих значительным увеличением объемов глинистого материала, особенно в раннегребенское и раннеовинпармское время. Трансгрессивная фаза охватывала первую половину пржидольского века позднего силура и характеризовалась затоплением лудловских рифогенных построек, продвижением в западном направлении сублиторальных и литоральных образований. С серединой пржидольского века связан максимальный трансгрессивный разлив, после чего развитие бассейна приобрело устойчиво регрессивный характер. Область супралиторали с пестроцветной терригенно-глинисто-карбонатной седиментацией занимала район Северного Тимана и в целом совпадала с гердьюской. В центральных районах плиты в пржидольском веке в литоральных условиях накапливалась практически монофациальная толща известковых и мергелисто-глинистых осадков при участии разнообразных организмов. Тонкий пелитовый материал, периодически поступающий с низменной суши на западе, разносился по всему бассейну, но наибольшее его количество осаждалось в палеопргибах, где тол-

щины пачек аргиллитов и мергелей достигают 50-80 м (север Варандей-Адзвинской зоны, современные валы Печоро-Колвинского авлакогена: Усинский, Харьягинский, Шапкина-Юрьяхинский, Лъжско-Кыртаельский). По мнению Д.К. Патрунова, особенности минерального состава глинистых минералов показывают на их связь с процессами переотложения продуктов выветривания кислых тефр. Возможная зона их формирования располагалась вблизи Южно-Новоземельского бассейна (Объяснительная записка..., 1981).

В конце позднесилурийской эпохи (на рубеже силура – девона) произошло общемировое понижение уровня океана. В области Тимано-Печорской плиты эта регрессия отчетливо проявилась лишь в пределах крупных палеосводов. На их склонах и вершинах в позднегербенское время накапливались преимущественно карбонатные осадки, среди которых встречаются органогенно-детритовые образования разной степени сортировки. Их формирование происходило на отмелях в условиях литорали с активной гидродинамикой и нормального гидрохимического режима (восточный борт Большеземельского палеосвода, Адзвинский палеосвод, юго-восточная часть Печоро-Колвинской области). Условия литорали-сублиторали с карбонатным осадконакоплением сохранялись в восточных районах бассейна по периферии перикратона в течение всего пржедольского века. Толщины гребенских отложений для центральных районов ТПСБ составляют от 150 м в областях палеоподнятий до 500 м – в грабеновых палеовпадинах.

Начало раннедевонской эпохи ознаменовалось частной трансгрессией, которая по своей площади уступала пржедольской. В восточных районах Тимано-Печорской плиты размещение основных литолого-фациальных зон совпадало с таковым для пржедольского века, в западных – произошло смещение области супралиторали в юго-восточном направлении до Северо-Командиршорской и Южно-Юрьяхинской структур. Здесь накапливалась толща ритмично чередующихся серо- и пестроцветных глинистых, алевроитовых и песчаных осадков с глинистой и карбонатной примесью, редким детритом рыб и остракод. Преимущественно кварцевый состав обломочного материала, его хорошая окатанность свидетельствуют о дальних источниках сноса, возможно, ими являлись гранитные массивы Кольского полуострова. В сотчемкыртинское время лохковского века на западе бассейна в условиях супралиторали продолжалось накопление пестроцветных глинисто-терригенных образований (до 500 м). В центральных районах (юго-восточная часть Печоро-Колвинской области, Большеземельский палеосвод, Варандей-Адзвинская область) в условиях постепенного засоления бассейна происходила аккумуляция вначале глинистых седиментационных доломитовых, а затем – сульфатно-доломитовых осадков, толщиной до 400 м на палеоподнятиях и до 1500 метров – в грабенообразных прогибах современного Печоро-Колвинского авлакогена.

В пражском-эмском веках раннепалеозойская регрессия достигла своего максимума. В эту фазу лишь на северо-востоке в пределах Варандей-Адзвинской области накапливались пестроцветные песчано-глинистые и сульфатно-карбонатные осадки области супралиторали и закрытых-полузакрытых водоемов, толщиной 130-370 м. В северных районах перикратона им соответствует глинисто-сульфатно-карбонатная толща, толщиной до 200 м (скв. 1-Юньяга), в южных – терригенно-глинисто-карбонатная филиппчукская свита и рыбацкие-пристанские слои, толщиной до 250 м.

На краевом поднятии со второй половины лохковского века формировался барьерный риф в виде органогенно-аккумулятивной постройки, толщиной свыше 1000 м. Усиление регрессии к позднему эмсу привело, в конечном итоге, к подавлению рифообразования и накоплению в перикратонной части шельфа континентальных глинисто-алевроитовых осадков.

Завершился пржедольско-раннедевонский этап каледонского (раннепалеозойского) цикла активизацией тектонических движений на рубеже раннего-среднего девона в виде

восходящих дифференцированных подвижек по разломам фундамента. С пражского, а возможно, даже с конца лохковского века шельф, начиная с северо-западных областей, постепенно осушался, превращаясь в область денудации и переноса ранее осажденного материала не только в восточные области шельфа, но и на континентальный склон. Лишь на самом востоке и юго-востоке в пражском-эмском веках сохранялась аккумуляция в континентальных и прибрежно-морских условиях. Широкий площадной размыв отложений ордовика – нижнего девона, известный как предсреднедевонский (в ряде районов на него наложился более поздний – предпозднедевонский), являлся одним из крупнейших в истории развития Тимано-Печорской плиты.

Этот размыв связан с крупным предсреднедевонским субазральным перерывом. Наземный характер перерыва был предопределен явным регрессивным характером осадконакопления, предшествовавшего перерыву. Предсреднедевонский перерыв, разделявший два крупных этапа седиментации, в значительной степени проявился на территории современных Ижма-Печорской синеклизы, Лайского вала, Хорейверской впадины и Ижма-Печорской синеклизы, определив формирование зон эрозионного срезания нижнепалеозойских толщ. Относительно погруженными оставались районы современной Денисовской впадины, Варандей-Адзвинской структурной зоны и Предуральского прогиба. В связи с установлением в раннем девоне в Тимано-Печорском регионе аридного климата и постепенной его гумидизацией в среднедевонскую эпоху выведенные на поверхность толщи подвергались интенсивному химическому выветриванию. Широко развивались карстовые процессы и выщелачивание на карбонатном нижнедевонском и силурийском субстрате, весьма существенно повлиявшие на формирование и распространение коллекторов в карбонатных среднеордовикско-нижнедевонских толщах; формировались латеритные коры выветривания – на сланцевых и карбонатно-сланцевых массивах фундамента.

Таким образом, в результате выявления периодичности седиментогенеза крупного каледонского (раннепалеозойского) этапа, связанного с одноименным тектоническим циклом, можно сделать следующие выводы:

1. Позднекембрийско-раннеордовикский этап ознаменовался возникновением рифтовой системы и последующим раскрытием палеоокеана по восточному краю плиты, формированием мощной вулканогенно-обломочной формации (более 1000 м). Западнее располагалась область аккумуляции обломочных плитной и внутриплитной формаций (200-4000 м).

2. Формирование мелководно-морских осадочных образований на средне-позднеордовикском этапе происходило сначала в области перикратона, а к середине этапа распространилось и в платформенную часть бассейна. Они снивелировали рельеф мелководно-шельфовой области бассейна, что способствовало широкому и быстрому (геологически – мгновенному) распространению последующих трансгрессий вплоть до современного Тимана и, возможно, на Восточно-Европейскую платформу.

3. Раннесилурийско-лудловский этап характеризовался преимущественно карбонатным осадконакоплением на всей территории Тимано-Печорской плиты в условиях однонаправленности тектонических движений. С седельского времени раннесилурийской эпохи активизировалось прогибание на участках будущих Печоро-Колвинского авлакогена и Варандей-Адзвинской структурной зоны, компенсированное накоплением осадков.

4. Заключительный пржедольско-раннедевонский этап характеризовался общей регрессивной направленностью развития бассейна. В активно прогибавшихся грабенообразных впадинах формировались мощные глинисто-мергелистые компенсирующие толщи. В пределах краевых поднятий формировалось крупнейшее в нижнем палеозое рифогенное сооружение, толщиной более 1000 м. К концу этапа в пражском и эмском веках произошло значительное осушение плиты и начался неравномерный размыв ранее образовавшихся осадков.

Герцинско-раннекиммерийский цикл тектонического развития Тимано-Печорской области охватывал продолжительный период геологического времени - с конца эмского века раннего девона - начала среднего девона и по триасовый период. В смежном Уральском подвижном поясе в течение этого цикла произошло замыкание океана, коллизия и возникновение орогена и предгорного прогиба.

Конец предыдущего каледонского цикла характеризовался высоким стоянием Восточно-Европейского континента. Во второй половине эмского века - в начале среднедевонской эпохи вновь началось преимущественное погружение Тимано-Печорской плиты и возобновление трансгрессии на нее окраинных морей Уральского палеоокеана. Этот процесс продолжался с разной степенью интенсивности до конца доманикового времени.

Начиная с вейского времени, определяющим геологическим процессом в Уральском подвижном поясе являлась "мягкая коллизия" - касание и взаимодействие пассивной и активной континентальных окраин (Пучков, 1997). С этого момента отчетливо заметна смена преимущественно западных платформенных источников сноса обломочного материала, поставлявших осадочный материал в океанические области аккумуляции в ордовике-силуре-девоне, восточными. В период "мягкой коллизии" на континентальном склоне накапливались глубоководные кремнисто-алеврито-глинистая (колокольненская) и вулканогенно-кремнистая (грубешорская) формации, началось накопление яйюской флишевой формации, а в платформенных условиях - дельтово-прибрежной обломочной и угленосной, а также мелководно-шельфовая обломочно-сульфатно-карбонатной формаций. В области краевых поднятий продолжалось формирование карбонатных, периодически - рифогенных образований.

В конце карбона - в ранней перми в Уральской области начался и в позднепермский период продолжался период "жесткой коллизии"; с ним связаны складкообразование и горообразование. В эти процессы вовлекались не только формации континентального подножия, но и окраины эпибайкальской плиты. Пассивная окраина на востоке региона перед фронтом Уральского складчатого сооружения оказалась погребенной в Предуральском краевом прогибе. По мере заполнения прогиба орогенными формациями он мигрировал на мелководный шельф.

Активное воздымание Урала на орогенной стадии развития способствовало отступанию моря на северо-запад плиты, формированию континентальных, в том числе пестроцветных пермских формаций. При этом во впадинах прогиба с юга на север происходило замещение пермских соленосных и красноцветных обломочных отложений угленосными. В платформенных условиях в регрессивную стадию формировались мелководно-шельфовая, прибрежно-морская, лагунно-морская и континентальная формации.

Орогенез Урала оказал существенное влияние на переформирование структур Тимано-Печорской плиты. Вследствие сжатия продолжалась начавшаяся еще в карбоне инверсия грабеновых прогибов в Печоро-Колвинском авлакогене и Варандей-Адзвинской зоне; они превратились в мегавалы и валы.

Осадконакопление на триасовом этапе во многом определялось продолжавшимся развитием Уральского орогена и краевого прогиба. Вместе с тем, на фоне унаследованных от пермского периода процессов, для триаса характерны новые историко-геологические события. Базальтовый трапный вулканизм является отражением посторогенного раскола эпигерцинской плиты, образовавшейся на месте подвижных поясов Урала и Западной Сибири.

Тектонические подвижки на рубеже раннего и среднего девона в целом не изменили характера геодинамической эволюции Тимано-Печорской плиты. На среднедевонско-турнейском этапе сохранился режим пассивной окраины, продолжалось плитное и активизировалось авлакогенное развитие. Характерными особенностями этого этапа являлись формирование грабенов Тимана и Печоро-Колвинского авлакогена, относительно глубоководной впадины на внутреннем шельфе, линейной системы рифогенных образований на ее бортах и изолированных построек - во внутренней части. На рубеже раннего и среднего девона аридные климатические условия сменились гумидными, а лагунно-морская, мелководно-шельфовая сульфатно-карбонатная седиментация - обломочной.

С предсреднедевонским перерывом связано заложение новой системы "элементарных" седиментационных бассейнов. Осадконакопление после перерыва возобновилось в конце эмского века на фоне общего, пока еще относительно медленного, прогибания территории плиты и поднятия уровня вод Уральского палеоокеана, сначала только на самой восточной окраине шельфа, т.е. в областях перикратонного опускания. Время формирования континентальной (аллювиально-дельтовой) гравийно-песчаной такатинской и мелководно-морской обломочно-карбонатно-глинистой вязовской толщ может быть оценено как самая начальная (подготовительная) фаза среднедевонско-турнейского этапа, а сами толщи, имеющие прогрессивное строение, и эволюционно связанные с эйфельскими, могут рассматриваться в составе нижней осадочной системы (системного тракта) соответствующей секвенции (Цыганко, 1987, Шишкин, 1991, Малышева, 1995, 1997, Ларионова и др., 1999).

Территория шельфа в это время была почти полностью осушена и представляла собой область денудации и транспортировки обломочного материала в крайние восточные районы и на континентальный склон. В батимальных склоновых условиях началось накопление кремнисто-кварцито-сланцевой олигомиктовой формации (пагинской и ее возрастных аналогов). В области краевых поднятий в эту фазу, вероятнее всего, сохранились субэральные условия.

Активная трансгрессия со стороны окраинного моря Уральского палеоокеана началась в самом конце эмса, в койвенское время среднего девона и охватила в первые моменты юго- и северо-восточные перикратонные области. По мере развития эйфельской трансгрессии происходило прерывистое расширение общей площади осадконакопления и площади нормально морских отложений. Более высокое положение Восточно-Европейского континента и, в частности, Тимано-Печорской плиты в живетском веке при условии небольшого снижения глобального уровня океана привело к сокращению областей аккумуляции и к преимущественно обломочному осадконакоплению.

В начале франского века растяжение субстрата, дифференциация территории на поднятия и прогибы происходили на фоне погружения плиты и относительного повышения уровня моря. Начало следующей крупной трансгрессии характеризует последовательность джьерских и нижнетиманских отложений. Начиная с позднегиманского и, особенно, с саргавского времени, почти вся территория Тимано-Печорской плиты была охвачена общим прогибанием и преимущественно бассейновым морским глинисто-карбонатным осадконакоплением. Доманиковое время соответствовало фазе максимального затопления шельфа. В это время достигла максимальных размеров впадина с некомпенсированным осадконакоплением; практически прекратился перенос обломочного материала через шельф на континентальный склон.

Длительное формирование мелководных карбонатных толщ на поднятиях и в 5-10 раз уступающих им по толщине карбонатно-кремнисто-глинистых отложений в прогибах иллю-

стрирует продолжение дифференцированных движений тектонически обособленных блоков на протяжении франского, фаменского и турнейского веков.

В позднем фране темпы погружения плиты замедлились и наметилась, в связи с глобальным эвстатическим понижением, смена направленности процесса осадконакопления на регрессивную. Резко сократился к востоку глубоководный шельф. Общее нарастание регрессии происходило и в фаменском веке. Частная относительно кратковременная трансгрессия в конце раннезадонского - начале елецкого времени не повлияла на общую регрессивную направленность изменения условий в бассейне. Области прогибания, не компенсированные осадками, сохранились только на самом его востоке. В турнейском веке нарастание регрессии продолжалось. На этой стадии произошли компенсация прогибов и окончательное вырождение глубоководной впадины на шельфе. Региональное воздымание территории (вплоть до конца косьвинского времени раннего визе) и региональный перерыв на рубеже турнейского и визейского веков ознаменовали завершение эмско-турнейского этапа развития ТПСБ.

Наиболее высокая степень изученности среднедевонско-турнейского этапа (с точки зрения периодичности процесса осадконакопления) позволяет подразделять его на этапы наиболее мелких (по сравнению с другими) порядков и дать их сравнительную характеристику.

Особенности эволюции территории в начальную фазу среднедевонско-турнейского этапа (средний девон и яранское время франского века) определялись постепенным дифференцированным ее погружением, низким положением относительно уровня моря на фоне его медленного прерывистого повышения и интенсивным приносом огромных масс обломочного материала. В этот период происходило накопление гумидной кварцевой фалаховой аллохтонной формации, а на востоке и северо-востоке - мелководно-шельфовой (карбонатно-обломочной и глинисто-карбонатной субформаций). В области краевых поднятий после перерыва возобновилось накопление карбонатной формации, но на этом этапе - преимущественно отмельной, возможно, содержащей биогермы.

Основными областями аккумуляции являлись интенсивно прогибавшиеся районы. В наиболее глубоко погруженном Печоро-Кожвинском грабене (на месте современного мегавала) суммарные толщины осадков этой фазы достигают 1.5-2.0 км. В Колвинском грабене, вследствие менее интенсивного конседиментационного прогибания и проявления размывов, толщина формаций сокращается до 600-800 м, в Тиманском грабене она составляет 200-400 м. Осадконакопление сопровождалось не только усиленными прогибаниями в условиях тектонически неоднородного внутреннего шельфа, но и ростом конседиментационных поднятий между грабенами в авлакогене (например Лайско-Лодминского в среднем девоне и в начале франа, Кыртаельско-Соплесского в начале франского века).

Для среднедевонской фазы обычны зональные и местные перерывы. Наиболее подвержены эрозионным процессам были области, испытывавшие устойчивые положительные движения - Ижма-Печорское, Большеземельское, Лайско-Лодминское и другие палеоподнятия. Под размыв последовательно выводились различные горизонты нижнего девона, силура, ордовика и фундамента. Накопление осадков в среднедевонскую эпоху в этих областях происходило только в фазы максимального развития частных эйфельских трансгрессий. Более того, нельзя исключать возможности, что в моменты наиболее низкого относительного уровня моря отдельные участки бассейна оказывались седиментационно изолированными, например, Усинско-Возейский, Западно-Возейский и Харьятинский суббассейны на юге Колвинского прогиба в живетском веке. А в моменты максимальных трансгрессий они объединялись в единую область аккумуляции. Вместе с тем, эрозионный характер современного распространения отдельных подразделений среднего девона вполне очевиден. На Тимане и в смеж-

ных районах на приподнятых блоках формировались бокситы и железистые бобовые породы, коры выветривания.

В региональном плане в эту фазу сохранился характер литофациальной зональности, сходный с таковым на каледонском этапе. Он, по-прежнему, отражал смену обстановок шельфового осадконакопления от крайне мелководных сильно опресненных на северо-западе к открытым нормально-морским - на востоке и юго-востоке и к глубоководным пелагическим - на континентальном склоне. Вместе с тем, общая площадь седиментации, площадь бассейна с нормально-морскими условиями и темпы поступления обломочного материала во времени менялись, отражая развитие трансгрессий и регрессий разных порядков. В соответствии с периодичностью этих изменений среднедевонская фаза развития территории, а также все последующие фазы рассматриваемого этапа подразделены на естественные этапы более мелкого порядка (табл. 3.6).

Первый позднеэмский - такатинско-вязовский этап охарактеризован чуть ранее. Самый конец эмса и эйфельский век охватывают три таких этапа: койвенско-бийско-раннекедровский; позднекедровско (белоборско-) - омринский и колвинский (прил. 15,16).

Относительно широкая трансгрессия со стороны окраинных морей Уральского палеоокеана, как упоминалось, началась в койвенское время и охватила в первые моменты юго- и северо-восточные приуральские и предпайхойско-новоземельские районы. Основная масса приносившегося в бассейн обломочного материала сгружалась на западе современной Омра-Лыжской седловины. На юге бассейна наметилось Западно-Вуктыльское валообразное поднятие, разделявшее два палеогиба субмеридионального (ныне) простирания. Эти структуры приурочены к Ильич-Чикшинской и Подчеремской ветвям разломов.

В связи с нарастанием трансгрессии в бийское время увеличилась общая площадь осадконакопления, резко сократилось поступление обломочного материала, но седиментация (глинистая и известковая), по-прежнему, происходила только в юго- и северо-восточных районах. Структурный план на юге бассейна в целом сохранился прежним. Наиболее ощутимым в это время было погружение Воркутского прогиба (прил. 15).

Активизация блоковых тектонических движений в раннекедровское время возобновила опускание грабенообразных прогибов северо-западного простирания - Колвинского и Лыжско-Кыртаельско-Среднепечорского. Началось заполнение Ухтинского палеограбена. Заметно увеличилась общая площадь аккумуляции.

На позднекедровско - (белоборско-) - омринском этапе дальнейшее опускание территории в сочетании с блоковыми отрицательными движениями вдоль северо-западных дислокаций привело к очередному расширению области осадконакопления за счет вовлечения территории Варандей-Адзвинской зоны и Денисовского прогиба. Интенсивное прогибание продолжали испытывать Колвинский и Лыжско-Кыртаельско-Среднепечорский прогибы. Рельефно были выражены Мичаю-Пашнинский прогиб и Западно-Вуктыльское поднятие. В южных и восточных областях продолжалась карбонатно-глинистая седиментация; к северо-западу и западу она сменялась обломочной. Возможно, на стадии максимальной мористости этого этапа (в омринское время) мелководными карбонатно-глинистыми осадками была перекрыта часть Большеземельского свода, но они были размывты впоследствии.

Резко увеличилась общая площадь осадконакопления на следующем - колвинском - этапе. Впервые (в среднедевонскую эпоху) седиментация проникла далеко на северо-запад вдоль Печоро-Кожвинского прогиба (Мугный Материк, Ср. Шапкино). Опускание, по-прежнему, было наиболее интенсивным на юге прогиба (Кыртаель). Расширение бассейна сопровождалось тектоническими движениями, приводившими к локальным перерывам и размывам. В начальную фазу в бассейн интенсивно приносился обломочный материал. На стадии наибольшего распространения колвинской трансгрессии накапливались глинистые и

известковые осадки. Последние, в отличие от предыдущих этапов, были характерны для Печоро-Колвинской зоны, а не для южных районов. В конце этапа вновь появились поднятия к северо-западу от плиты и в ее пределах, усилилось поступление в бассейн обломочного материала (прил. 16).

Колвинское время может быть оценено как фаза максимума трансгрессии позднеэмско-эйфельского и среднедевонского этапа в целом. Регрессивная фаза последнего охватывала живетский век. Недостаточная степень изученности не позволяет подразделить живетский (старооскольский) этап на этапы более мелкого порядка, сравнимые с таковыми, выделенными в эйфельском веке. Более высокое положение территории на живетском этапе привело к тому, что осадконакопление лимитировалось крупными отрицательными структурами северо-западной ориентации - Колвинским, Печоро-Кожвинским, Среднепечорским, Мичаю-Пашнинским и Тиманским прогибами, где сгружались огромные массы обломочного материала (прил. 17). В отличие от эйфельского этапа, наиболее интенсивные опускания испытывали центральные районы Печоро-Кожвинского прогиба. Здесь толщины осадков превысили 1000 м (Мутный Материк). Менее интенсивным прогибание было в Колвинском и Мичаю-Пашнинском прогибах (около 250 м осадков), а также на Тимане. В середине живетского этапа площадь осадконакопления несколько увеличилась, но не выходила за пределы перечисленных структур. Эта волна трансгрессии привела к кратковременному установлению на юге Печоро-Колвинской области режима, близкого к нормальному морскому. Но площадь этой области была небольшой в связи с интенсивным поступлением огромных масс песчано-алевритового, а иногда и гравийного, галечного материала, который полностью компенсировал прогибание территории.

В конце живетского этапа блоковые тектонические движения усилились. Продолжали интенсивно погружаться северные области прогибов; в южных - темп опускания был меньшим. Возобновился рост крупных положительных структур - Ижма-Печорского и Большеземельского поднятий; в их пределах существовали архипелаги. Началось осушение и значительной части Тиманского прогиба. Это привело к общему сокращению площади осадконакопления, возобновлению бокситообразования на Тимане, к началу глубокого размыва среднедевонских и более древних толщ. Наиболее интенсивно этот процесс проходил в начале следующего - франского этапа, что определило эрозионный характер границ современного распространения среднедевонских отложений.

Эти события предвещали грандиозную франскую трансгрессию, резко увеличившую область аккумуляции вследствие очень быстрого подъема относительного уровня моря. Начало ее характеризовалось крупными перестройками структурного плана, резкой дифференциацией колебательных движений, проявлениями основного вулканизма. Последние в виде покровов базальтов, даек и силлов диабазов, пластов лаво- и туфо-брекчий, туфов, а также вулканогенно-осадочных прослоев наиболее характерны для разрезов Тимана, Шапкина-Юрьяхинского вала, юга Печоро-Кожвинского мегавала и Среднепечорского поднятия.

Франский этап осадконакопления подразделен (пока еще условно) на 6 более мелких, сопоставимых с этапами, выделенными в эйфельском веке: яранско-раннетиманский, поздне-тиманско-саргаевский, доманиково-ветласянский, сирачойско-раннеевлановский, позднеевлановско-раннеливенский и позднееливенско-раннезадонский.

Последовательность джьерских и нижнетиманских отложений характерно отражает нарастание морской франской трансгрессии, смену преобладавших обломочных образований глинисто-карбонатными, увеличение площади бассейна с нормальной соленостью при общем расширении площади седиментации.

На дифференциацию обстановок осадконакопления на этом этапе и глубину пред-франского размыва существенно влияли зоны разломов, которые ограничивали Тиманский,

Печоро-Кожвинский и Колвинский прогибы. Этими зонами в значительной мере контролируется современное распространение среднедевонско-яранских и, в меньшей степени, низов джьерских отложений. Активизация блоковых движений определила конседиментационное развитие поднятий и валов в мобильной Печоро-Колвинской области и сопровождалась вулканической деятельностью в ее окраинных районах, на Тимане, на Малоземельско-Колгуевской моноклинали и на самом севере - в районе Новой Земли.

В яранское время унаследованно развивались крупные отрицательные структуры - Печоро-Кожвинский, Мичаю-Пашнинский и Тиманский палеопргибы. Вместе с тем, юг Колвинского прогиба, Кыртаельской и Среднепечорский районы испытывали очень слабое погружение или даже воздымание. В джьерское время продолжалось интенсивное погружение севера Печоро-Кожвинского прогиба (до 800 м глинисто-терригенных осадков), а на юге на фоне общего опускания территории происходил рост конседиментационного Кыртаельско-Западно-Соплесского поднятия (прил. 18).

Широкое распространение осадков тиманского времени отражает общее опускание территории и расширение трансгрессии. Это сопровождалось сменой преимущественно обломочной дельтовой, эстуариевой, прибрежно-морской седиментации глинистой и даже глинисто-карбонатной лагунной(?) и мелководно-шельфовой (прил. 19). Наибольшие погружения на этой стадии испытывали Лебединская и Мутноматериковые зоны Печоро-Кожвинского прогиба, север Варандей-Адзвинской зоны и Лыжско-Кыртаельского района. Менее выражены Ухтинский прогиб и север Колвинского. Наиболее приподнятыми, по-прежнему, оставались крупные Ижма-Печорское и Большеземельское поднятия, сохранились поднятия на севере - Аноргаяхинское, Болванское, Западно-Хыльчюуское, Колгуевское. Новые проявления вулканизма сказались в появлении пепловых туфов и туфогенной примеси в осадках на юге бассейна, в Колвинском прогибе и Среднепечорском районе, на Тимане.

Уместно еще раз подчеркнуть особенность развития Печоро-Кожвинской области, особенно ее юго-западных районов. Здесь в зоне листрических разломов, на их опущенных восточных крыльях в среднедевонскую эпоху и в начале франского века (т.е. на стадии "низкого стояния" и последующей трансгрессии) в эстуариево-дельтовых обстановках сгружались огромные массы (до 1.5-2.0 км) обломочного песчано-алевритового, а во фране - и глинистого материала. Лишь изредка и кратковременно в эти районы проникали (интгрессировали) морские воды и появлялись глинисто-карбонатные осадки с остатками ископаемых организмов. Растяжение субстрата этой области являлось отражением начавшейся в Палеоуральской области субдукции.

Со вторым этапом развития франской трансгрессии связано следующее значительное расширение площади осадконакопления. В начальную его фазу - в познетиманское время - была вовлечена в процесс аккумуляции территория Ижма-Печорского поднятия; почти полностью покрыт осадками Большеземельский свод.

Большие толщины осадков в областях прогибания (Лебединская и Мутноматериковая зоны - до 240 м, Ухтинский прогиб - более 100 м) сопряжены с компенсацией последних преимущественно глинистыми осадками.

Общее ослабление тектонических движений и вулканизма, широкое распространение обстановок с нормальной или близкой к ней соленостью характеризовали саргаевское время (прил. 20). Еще с конца тиманского времени в бассейне начали возникать аноксические доманикоидные обстановки некомпенсированного осадконакопления (преимущественно на юге и юго-востоке его) - в западных и южных районах Верхнепечорской впадины, в Мичаю-Пашнинском прогибе и на сопредельных с ним участках, в Джебольском районе, а также по южной периферии Большеземельского свода. На территории самого свода примечательно первое появление на отрясах биогермных холмов.

Следует обратить внимание на характерную особенность среднедевонско-турнейского этапа развития территории. В среднедевонскую эпоху и в начале позднедевонской, т.е. на стадии относительно низкого стояния уровня моря и на трансгрессивной стадии, определяющими факторами осадконакопления были, прежде всего, региональная блоковая тектоника, периодическое изменение темпов поступления обломочного материала и перераспределение его в крупных дельтовых системах (пра-Ярегской и Печоро-Колвинской). Начиная с конца познетиманско-саргаевского мелкого этапа, более существенно и очевидно влияние эвстатики, разделения шельфа на мелководную и глубоководную области, периодического дефицита обломочного и глинистого материала. Следствием явилось возникновение доманиковой впадины с некомпенсированным осадконакоплением и формирование, начиная с ее периферии барьерных рифовых систем, а внутри нее – биогермных банок, нередко очень обширных.

Вместе с тем, на этом этапе произошла смена “тиманской” структурно-фациальной зональности (характерной для среднедевонской эпохи и начала франского века) “уральской”, в большей степени подверженной влиянию перикратона. Причиной тому явилась субдукция Палеоуральской области, начавшаяся еще, возможно, в среднем девоне, но особенно ярко проявившаяся – в позднем (Богацкий, Жемчугова, 1992).

Начиная с доманикового времени, и по турнейский век включительно в бассейне резко преобладала глинисто-карбонатная шельфовая седиментация. Самой характерной и определяющей особенностью этой стадии развития являлось существование глубоководной впадины на шельфе. Заложение последней, как уже упоминалось, началось в конце тиманского времени, а максимальная территориальная обширность впадины была достигнута на доманиковом этапе. Западный край впадины во времени периодически и постепенно перемещался на восток, приближаясь к краевому поднятию, по-прежнему, располагавшемуся вдоль современных Урала, Пай-Хоя, на Новой Земле. Вдоль западного борта впадины размещались барьерные рифы, рост которых происходил на фоне относительно медленного, но достаточно длительного повышения уровня моря. В моменты падения последнего осуществлялся транзит с запада большого количества глинистого материала, который смешиваясь с карбонатным, образовывал клиноформы толщ заполнения, смещавшие границу впадины на восток. Таким образом трансгрессивным периодам отвечало формирование элементов “тройственной” формации: барьерных рифов, во впадине им соответствовали доманикоидные, относительно глубоководные образования, а на мелководном шельфе – карбонатные пласты типа Ф. В регрессивные фазы происходило формирование толщ заполнения, по мнению авторов, основной – нижней их части. Регрессия сопровождалась осушением мелководного шельфа или части его, т.е. относительно кратковременным перерывом в осадконакоплении, частичным разрушением барьерных рифов и формированием обломочных шлейфов на их склонах и у подножий. В самые начальные моменты каждой последующей частной трансгрессии на фоне пока еще медленного относительного эвстатического подъема кратковременно могло завершаться формирование толщ заполнения. Самое низкое положение относительного уровня моря иногда, например, в ветласянской толще заполнения маркируется появлением обломочного материала (примерно в 10 м от ее кровли) и сменой регрессивной направленности изменения состава пород трансгрессивной. Последующее нарастание трансгрессии возобновляло условия для роста рифов.

Таким образом, заполнение глубоководной впадины и смещение ее границ к востоку приводили к периодическому отмиранию барьерных рифов, сформировавшихся на предыдущем частном этапе, и к зарождению и росту новых, на фоне следующей трансгрессии, большей частью также смещенных пространственно на восток. В отличие от них, дистальные рифы – органогенные образования на отмелях краевого поднятия, т.е. на границе с континентальным склоном, вероятно, продолжали свое формирование весь доманиково-турнейский

интервал геологического времени без существенного смещения, лишь приостанавливая свое развитие при относительных падениях уровня моря (Султанаев и др., 1972).

Промежуточное положение между барьерами и краевым поднятием занимали рифы на отмелях и приподнятых участках морского дна во впадине – одиночные органогенные постройки или их группы, в том числе банки, атоллы и др. Они также приостанавливали свое развитие на регрессивных этапах и максимально росли на трансгрессивных. Их существование ограничивалось моментом приближения с северо-запада толщ заполнения, и тогда они переходили в зону собственно мелководного шельфа, прекращая свое развитие. К концу среднедевонско-турнейского этапа заполнение впадин завершилось и практически на всей территории бассейна установились мелководно-шельфовые условия.

Исходя из периодичности процесса осадконакопления, при обширном и комплексном палеонтологическом контроле Меннером В.Вл. (1998) франско-фаменский этап развития бассейна подразделен на несколько этапов формирования рифов, соответствующих им карбонатных пластов на шельфе и последующих толщ заполнения: доманиковый – ветласянская, сирачойский – сedyюская, евлановский – ваньюская, ливенский – савиноборская, задонский (Ф₀) – южнольжская, елецкий (Fel) – лемьюская (Г), Ф₁ – дутовская, Ф₂ – возейская, Ф₃ – леккерская, Ф₄ – виссертынская, Ф₅ – сарембойская, устьпечорско-зеленецкий – вежаюская, среднезеленецкий(?) – ньюмылгская. (рис. 3.1). На всех частных этапах сохранялась региональная литолого-фациальная зональность и нарастание “мористости” с запада на юго-восток, восток и северо-восток, т.е. от Тимана к Уралу, Пай-Хою и Новой Земле.

Доманиковое время характеризовалось возникновением первого рифового барьера и максимальным затоплением шельфа (прил. 21). Не затопленным, вероятно, остался лишь архипелаг островов на месте приподнятых блоках Северного, Среднего, Южного Тимана, Ксенофоновского поднятия, Полюдова Камня, откуда поставлялся терригенный материал в западные зоны бассейна. Мелководно-шельфовые обстановки охватывали и западное При-тиманье. На этом этапе здесь преобладало карбонатное осадконакопление. Во впадине сложился аноксический режим. В нем обитала специфическая однообразная бентосная фауна, происходило накопление битуминозных известняков, часто существенно кремнистых. В формировании доманикового рифового барьера выявлено до трех фаз, прерывавшихся частными регрессиями (Богданов, 1987).

Унаследованность заложенного еще на рифтовом среднедевонско-раннефранском этапе развития структурного плана подчеркнута формой линии доманикового барьерного рифа-заливами на понижениях, мысообразными выступами – на поднятиях палеорельефа. На сводах палеоподнятий доманиковые, а иногда и более поздние отложения отсутствуют (районы Аноргаяхи, Хариусной, Зап. Хьльчюу, Среднепечорского поднятия). Барьерный риф протягивался по западному борту глубоководной впадины вдоль Тимана, от Полюдова Камня на юге до Тобышского выступа по зоне Восточно-Тиманского разлома, огибал Кишиевское поднятие и по борту Печоро-Колвинского авлакогена (по зоне разломов) продвигался на север, на границе с Печоро-Кожвинским палеоподнятием пересекал авлакоген, существовал вдоль западной границы Колвинского мегавала, там и на севере Хорейверской впадины рассыпался на одиночные банки, сгруппированные в линейную зону. Во впадине на отмелях зародились банки и одиночные рифы в районе Нижнеомринской, Западно-Вуктыльской, Ронаельской, Чижшинской, Верхнелодминской, Амдермаельской, Баганской, Веяжской, Саңдивейской, Салюкинской площадей, на отдельных участках и к востоку от современной гряды Чернышева, на поднятиях в Варандей-Адзвинской зоне и многих других.

Падение относительного уровня моря на рубеже доманикового и ветласянского времени привело к осушению зоны доманиковых барьерных рифов, прекращению роста всех органогенных построек, максимуму развития шлейфовых пририфовых фаций, подготовке пу-

тей миграции осадков со стороны суши. Началось поступление осадков во впадину и формирование ветласянской толщи заполнения в прилегающих к Южному Тиману районах, в восточных и центральных частях Ижма-Печорской синеклизы, центральных районах Колвинского мегавала.

Последующий подъем относительного уровня моря (до его максимума) привел к образованию нового - сирачойского рифового барьера, который протянулся по склону ветласянской толщи заполнения, а на остальной территории почти совпадал с доманиковым (прил. 22). Впадина на шельфе несколько углубилась (судя по толщинам рифа, выросшим до 200 м), и несколько уменьшилась по площади. Намечены две стадии роста сирачойского рифа, разделенные частной регрессией. Регрессия в раннеевлановское время привела к возникновению толщи заполнения более мощной, чем предшествующие, и располагавшейся, в основном, на западе ТПП.

Трансгрессия позднеевлановского времени определила очередной всплеск рифообразования: возник барьер этого возраста, а банки во впадине продолжили свое развитие. Регрессия раннеливенского времени сформировала соответствующую толщу заполнения, расположенную дальше на восток от ранее образованных. По ее склону в позднееливенское время трансгрессия возобновила процесс рифогенного осадконакопления, возник новый барьерный риф. Сохранившиеся толщины ухтинских барьеров, часто налегающих друг на друга, иногда превышают 300 метров. Они формировались как на склонах толщ заполнения, так и в тектонически активных зонах, где совпадали в плане с более древними барьерами, например на границе Ижма-Печорской синеклизы и Печоро-Колвинского авлакогена. Во впадине банки и одиночные сооружения (Н.Омра, Б.Ляга, З.Вуктыл, Ронаель, Чикшино, Сандивей, Баган и др.) продолжали свое развитие. В зарифовом пространстве в обстановке изолированных засоленных лагун сформировалась пестроцветная толща (усть-ухтинская свита), представленная чередованием доломитов, доломитовых мергелей и аргиллитов, в верхней части с сульфатами, развитая на юго-западе Ижма-Печорской синеклизы и Южном Тимане.

Рубеж франского и фаменского веков охарактеризовался изменением условий существования органического мира, вероятно, связанным с аридизацией климата, интенсивным разрушением франских рифов (вплоть до формирования карста с красноцветами в их кровле).

Раннезадонская регрессия большего масштаба, чем предыдущие, привела к накоплению значительной массы карбонатно-глинистого материала, начавшего заполнять прогибы (прил. 23). В Печоро-Колвинском авлакогене, у его западного борта отложились глинисто-карбонатные с терригенной примесью осадки, толщиной 100-1500 м (кыртаельская свита), сдвинувшие границу мелководного шельфа на восток на 50-100 км. Осадки меньших толщин (100-300 м) накапливались на юге Ижма-Печорской синеклизы. Небольшие толщины (десятки метров) отложений этой фазы характерны для зарифовой зоны, где они более терригенны и отчасти сульфатноносны. Возросло содержание карбонатной составляющей при формировании толщ заполнения, вплоть до образования преобладающе карбонатных пачек типа Мишваньской в составе существенно глинистых пород и мергелей.

Позднезадонская трансгрессия привела к возникновению известняковой пачки (F_0 - F_{el}) в мелководно-шельфовой зоне. Над франскими барьерными рифами и банками известняки приобретали, возможно, рифогенный облик (на Харьятинской площади 220 м образований нижнего фамена). На границе мелководного шельфа и впадины, на перегибе раннезадонского уступа, по всей вероятности, возникли биостромы (скв. 10-Лемью) с толщинами органогенных известняков до 50-70 м. Банки, атоллы и одиночные постройки во впадине (Н.Омра, Юрвож - Б.Ляга, Кылымель, З.Вуктыл - Ронаель, Чикшино, Сандивей, Баган, Адак - Ярвож и др.) продолжили свое развитие. Большая часть из самых крупных имела атолло-

видное строение. Внутри них формировались слоистые органогенно-обломочные отложения (прил. 24).

Елецкое время характеризовалось общей регрессией, на фоне которой намечается до четырех нечетко выраженных частных трансгрессий. Частные регрессивные фазы привели к накоплению мощных толщ заполнения (до 500 м), продвинувших границу мелководного шельфа далеко во впадину. На склонах этих толщ, вероятно, располагались биостромы малых толщин. В Ижма-Печорской синеклизе (район Лемью - Тэбук - Большая Ляга) сейсмическими работами выявлены разрозненные аномалии, интерпретируемые как склоны в сторону впадины, вероятно, с органогенными постройками. В Хорейверской впадине такого вида аномалии, только более четкие, приблизились вплотную к границам современной гряды Чернышева и Варандей-Адзвинской зоны. Большая часть одиночных построек и банок (Н.Омра, Сандивей, Баган и др.) попала в зону интенсивного карбонатно-глинистого осадконакопления и закончила свое существование, а оставшиеся в частные трансгрессивные фазы развития елецкого бассейна продолжали наращиваться органогенными отложениями.

Дальнейшее нарастание регрессии и максимальное падение уровня моря в начале устьпечорского времени зафиксировано накоплением виссертынской (до 600 м) свиты на северо-востоке бассейна - значительные массы карбонатно-глинистого материала еще дальше продвинули границу мелководного шельфа к востоку, а глинистые осадки мелководно-шельфовой зоны перекрыли большую часть плиты. В устьпечорское время очередная трансгрессия привела к образованию на шельфе карбонатного пласта (F_2), вероятно, с рифовым барьером на виссертынском склоне. Регрессивная фаза завершилась накоплением сарембойской толщи заполнения.

В конце устьпечорского и начале зеленецкого времени новая трансгрессия создала условия для возникновения органогенных образований на уступе, проходившем от Зеленецкой площади через Нижнеомринскую, Большешелягскую, Еджид-Кыртинскую площади и восточнее современной гряды Чернышева. В мелководной зоне происходило засоление, здесь в лагунных обстановках накапливались сульфаты и доломиты.

Регрессия позднезеленецко-нюмылгского времени мало изучена. Предположительно уступ проходил по Джебольской ступени несколько восточнее предыдущих. В Коротаихинской, Косью-Роговской и Верхнепечорской впадинах, на востоке Джебольской ступени сохранялась некомпенсированная впадина. На юге в раннезеленецкое время продолжала формироваться доманикоидная губахинская свита - тонкослоистые, пелитоморфные, битуминозные, частично окремненные известняки. Во впадинах, вероятно, существовали поднятия. Геофизическими исследованиями в районе Кымбожью, Кылымеля, Мамыля и др. выявлены аномалии, интерпретируемые как рифогенные образования типа банок (прил. 25).

Турнейский век являлся заключительной, позднегрессивной фазой эмско-турнейского этапа осадконакопления. Вместе с тем на фоне общей регрессивной направленности развития бассейна, обращает на себя внимание трансгрессивно-регрессивное строение турнейских толщ, что вполне соответствует глобальному повышению уровня океана после его падения на рубеже фаменского и турнейского веков. В эволюции бассейна эта заключительная фаза разделялась на два цикла: раннетурнейский и познетурнейско-косьвинский. Характерной особенностью раннетурнейского является формирование толщ заполнения некомпенсированных предрифовых (доманиковых) впадин. В познетурнейско-косьвинском цикле накопление осадков на территории всей Тимано-Печорской плиты, за исключением зоны перикратонного прогибания, происходило в условиях мелководного шельфа. В то же время в зарифовой зоне раннего турне и области мелководного шельфа позднего в комплексе осадков наблюдаются следы внутриформационных, региональных и локальных перерывов, кото-

рые делят эти циклы на более мелкие: первый – на сотчемшорский, малевский и упинский; второй – на черепетский и кизеловско-косьвинский.

В результате понижения уровня моря в начале турнейского века значительно сократилась, по сравнению с предыдущей фазой, общая площадь осадконакопления. На большей части бассейна установился мелководный режим и седиментация сохранила обломочно-глинисто-карбонатный характер. Наиболее глубоководные условия седиментации на протяжении всего турнейского века, по-прежнему, существовали на крайнем востоке бассейна (Лемвинская зона), где продолжалось формирование карбонатно-глинисто-кремнистой формации толщиной до 150 м (обн. р. Силовы и Кары на Пай-Хое, р. Лемвы и Харуты на Полярном Урале; обн. Чамейное, Дий, Камень Боец на Северном Урале) (прил. 26).

Континентальный склон с запада был ограничен рядом краевых палеоподнятий: Большенадотским, Щугорским, Шежимским и Евтропинским. Здесь, в условиях карбонатных отмелей на краю шельфа продолжали накапливаться биоморфно-детритовые и обломочные известковые осадки относительно небольших толщин (до 50-100 м).

В областях перикратонного прогибания краевой части плиты (краевые впадины, Елецкая зона) в глубоководной зоне шельфа на протяжении всего турнейского века осаждались темные кремнисто-битуминозные известковистые и черные кремнисто-глинистые илы толщиной до 200-250 м. В отличие от Лемвинской зоны, здесь доля кремнистых осадков значительно меньше (обн. Кожим, Сусай, Мутиха и др.). Западнее располагалась умеренно-глубоководная зона шельфа, в пределах которой существовал ряд некомпенсированных (доманикоидных) впадин, западные борта которых фиксировались фаменскими рифовыми барьерами. В предрифовой области формировались раннетурнейские толщи заполнения различного состава: на Джебольской моноклинали и юге Верхнепечорской впадины – глинисто-песчанистые, преимущественно песчанистые. По мере удаления от источника сноса, вглубь бассейна толщина и доля песчаных осадков уменьшались, они замещались более тонкозернистыми алевроито-глинистыми (Курьинская, Патраковская зоны). В еще более удаленных к востоку районах накапливались глинистые, битуминозные илы (Колва-Вишерский край). В центральной части Верхнепечорской впадины (Вуктыльская площадь) и Югид-Кыртинской антиклинальной зоне толща заполнения имеет глинистый и глинисто-карбонатный состав. В Кожимской палеовпадине, занимавшей большую часть современной территории Косью-Роговской впадины, аккумуляровалась известково-глинистая и кремнисто-глинисто-известковая толща заполнения. Формирование этих толщ закончилось в раннем турне.

Постепенное заполнение некомпенсированных впадин способствовало наращиванию площади карбонатного шельфа, и к концу раннего турне он занял почти всю территорию Тимано-Печорской плиты. Глубоководные условия в позднем турне сохранились лишь на краю шельфа. В зоне сочленения платформенной части бассейна и перикратонного прогибания возникли условия для формирования рифовых построек, а возможно и барьерных рифов, отделявших платформу от перикратонных прогибов. Примером могут служить биогермные массивные известняки кизеловского возраста толщиной до 250 м на р. Подчерье (Муравьев, 1968). Толщи заполнения предрифовых впадин в этом случае имеют специфический состав: кремнистые известняки и известково-глинистые сланцы.

В платформенной (зарифовой) шельфовой части бассейна осадконакопление в турнейском веке происходило в литоральных и сублиторальных условиях, периодически сменявших друг друга во времени. Частная регрессия и понижение уровня моря на рубеже раннего и позднего турне привели на западе, в области литорали, к возникновению субаэральных обстановок и частичному или полному размыву раннетурнейских осадков. Позднетурнейская трансгрессия, также как и раннетурнейская, началась с накопления песчано-алеврито-глинистых осадков. В фазы максимальной мористости этих мелких этапов (позднемалевское-упин-

ское время для раннего турне и позднечерепетско-кизеловское – для позднего) в сублиторальных условиях накапливались карбонатные полидетритовые и биоморфные осадки.

В начале визейского века произошло резкое падение уровня моря. В результате на значительной части плиты начался размыв турнейских и фаменских отложений. Они частично сохранились в пределах Печоро-Колвинского авлакогена. Наиболее значительный размыв испытали Тиман, современные Ижма-Печорская синеклиза, Хорейверская впадина.

Практически непрерывное осадконакопление на рубеже турнейского и визейского веков зафиксировано только в самых восточных районах бассейна (Предуральский прогиб), где позднеурнейские осадки согласно перекрываются образованиями косьвинского горизонта. На востоке, в наиболее погруженной области краевых палеовпадин перикратонного прогибания в самом конце среднедевонско-турнейского этапа (косьвинское время) накапливались кремнисто-глинисто-известковые осадки, а затем глинистые илы с желваками водорослей. Толщина косьвинских осадков здесь максимальная – до 177 м (р. Кожим, Ильч). На большей части Косью-Роговской и Коротайхинской палеовпадин, а также в центральной части Верхнепечорской, в условиях сублиторали накапливались известковые илы с микро- и макрофауной и водорослевым детритом. В Варандей-Адзвинской зоне формировались преимущественно биоморфные и биоморфно-детритовые разности. Примесь обломочного материала в них незначительна. Вдоль гряды Чернышева среди известковых илов присутствовали глинистые и обломочно-известковые разности. Толщины косьвинских осадков в зоне мелководного шельфа составляют первые десятки метров (до 50 м). Современная граница их распространения эрозионная.

Визейско-серпуховский этап

Визейско-серпуховской этап характеризовался обширностью областей мелководного шельфа и относительно глубоководных краевых впадин, отделенных на востоке краевыми поднятиями от глубоководных окраинных морей. Отличительными его особенностями являлись усиление приноса обломочного материала в начальную фазу, по сравнению с регрессивной предыдущего этапа, и формирование угленосно-терригенной формации кожимского времени и лагунно-сульфатной – в начале регрессивной раннесерпуховской фазы.

На протяжении всего визейско-серпуховского этапа наиболее глубоководные условия осадконакопления сохранялись на континентальном склоне, где формировалась карбонатно-алеврито-глинисто-кремнистая формация – воргашорская и яйюская свиты. На территории краевых поднятий, после продолжительного перерыва на рубеже турнейского и визейского веков, с окского времени возобновилось накопление светлых полидетритовых и биогермных образований, генетически сходных с мелководными осадками предыдущей фазы. Региональная литофациальная зональность на шельфе выражалась в смене (с востока на запад и северо-запад) морских относительно глубоководных обстановок краевых впадин мелководно-морскими и континентальными.

В начальную фазу этапа (кожимское время) на западе формировалась континентальная песчано-глинистая аллювиальная формация, сменяемая в восточном направлении дельтовой, прибрежно-морской терригенной и мелководно-шельфовой терригенно-карбонатной (прил. 27). На юге, на территории южной периклинали Ухта-Ижемского вала, в континентальной обстановке формировались оолитово-бобово-обломочные железные руды и бокситоносные глинистые осадки (Демина, 1977). На Южном Тимане, в Верхнепечорской впадине и на юге Большесынинской, на Среднепечорском поднятии, в Печоро-Колвинском авлакогене и Варандей-Адзвинской зоне распространена угленосно-терригенная формация толщиной 20-200 м. В Косью-Роговской и Коротайхинской впадинах накапливались терригенно-карбо-

натные породы - мелкокристаллические и водорослево-фораминиферовые известняки с прослоями алевролитов и аргиллитов. Вдоль гряды Чернышева седиментация имела смешанный обломочно-карбонатный характер (Кочмеская, Бергантъмыльская, Поварницкая, Верхнероговская площади). В краевых впадинах это время примечательно формированием алевроитоглинисто-кремнистых и кремнисто-карбонатных толщ (р. Кожим).

В начале трансгрессивной фазы (позднетульское время) дальнейшее повышение относительного уровня моря привело к затоплению морским бассейном почти всей территории плиты, за исключением Малоземельско-Колгуевской моноклинали и севера Ижма-Печорского палеоподнятия. Континентальная и крайне мелководно-морская терригенная седиментация постепенно сменились прибрежно-морской и мелководно-шельфовой карбонатной. На большей части региона в первую половину трансгрессивной фазы в мелководно-шельфовых условиях осаждались алевроитоглинистые осадки с незначительной долей кварцевых песков. Во вторую половину фазы накапливались глинистые биоморфные и полидетритовые карбонатные образования. Хорейверская и Большесынинская впадины в раннетульское время представляли собой низменную сушу и осадконакопление здесь началось в позднетульское время с образования карбонатных пород. На северо-востоке, в Косью-Роговской и Коротаихинской впадинах и в Варандей-Адзвинской зоне на протяжении всей трансгрессивной фазы в мелководно-шельфовых условиях формировались биоморфные и детритовые известковые осадки с незначительной алевроитовой примесью. Максимальному затоплению шельфа предшествовало кратковременное относительное падение уровня моря. Это выразилось в накоплении в начале алексинского времени почти на всей территории бассейна пестроокрашенных глинисто-алевроитовых осадков и глинистых известковых илов небольших толщин (первые метры) со следами перерывов. Повышение уровня моря в начале позднего визе привело к распространению на весь бассейн карбонатной мелководно-шельфовой седиментации (прил. 28). Для этой фазы максимальной мористости характерны выдержанные по литорали слоистые известковые и доломитовые илы.

К западу от краевых поднятий, в Косью-Роговской, Коротаихинской палеовпадинах накапливались полидетритовые и биоморфные известковые образования. Значительные их толщины (до 350 м) в восточных районах, премыкавших к краевым поднятиям, связаны с продолжавшимся прекратонным опусканием краевой части плиты. Вдоль полосы современной гряды Чернышева, кроме того, осаждались обломочные известковые осадки и известняковые брекчии. На территории Верхнепечорской палеовпадины, в Колва-Вишерском крае в условиях глубокой сублиторали в начале позднего визе накапливались темные, часто черные карбонатные битуминозные илы с незначительной песчано-глинистой примесью. По мере развития трансгрессии они сменились светло-серыми, зеленовато-серыми, афанитовыми известковыми и желтовато-серыми доломитовыми илами. На севере, на территории Большеземельского свода и прилегавших к нему областей, в Большесынинской палеовпадине, а также в Варандей-Адзвинской зоне существовали мелководно-шельфовые условия и осаждались известковые илы, богатые остатками разнообразной фауны - фораминифер, криноидей, брахиопод, остракод, а также водорослей. Толщины осадков редко превышают 200-250 м. Для этой зоны характерно отсутствие глинистых илов и большее количество остатков ископаемых организмов. Еще более мелководная зона располагалась на Малоземельско-Колгуевской моноклинали и на севере Ижма-Печорской синеклизы, которые только в фазу максимального затопления шельфа вновь были вовлечены в аккумуляцию после относительно продолжительного перерыва. Здесь поздневизейские глинистые, суглинисто-комковатые, реже детритовые известковые и доломитовые осадки небольших толщин (до 100 м) со стратиграфическим перерывом перекрыли турнейские и девонские образования. На юге Ижма-Печорской синеклизы и в юго-западном Притиманье в начале позднего визе периодически накап-

ливались кварцевые песчаные и глинисто-алевроитовые осадки. Обломочный материал в мелководную прибрежно-морскую и мелководно-шельфовую зоны бассейна поступал с древних поднятий Полюдова Камня, Ксенофонтovo и Джемим-Пармы.

В начале регрессивной фазы (начало серпуховского века) произошло засоление шельфовой равнины в границах современного Печоро-Кожвинского мегавала, Косью-Роговской впадины и северного окончания Среднепечорского поднятия. Здесь в условиях морской лагуны формировалась сульфатно-доломитовая субформация, толщина которой составляет первую сотню метров в пределах Печоро-Колвинского авлакогена и достигает 350 м и более - в Косью-Роговской впадине (прил. 29). Образование таких толщ в последней, по-видимому, было связано с более интенсивным выпадением сульфатно-доломитовых осадков в условиях более низких температур и высококонцентрированных рассолов в глубоководных застойных участках впадины.

На остальной большей части бассейна существовали мелководные прибрежно-морские условия, осаждались известковые и доломитовые илы с прослоями био- и литокластических осадков на западе. На северо-востоке в Варандей-Адзвинской области, на севере Косью-Роговской (Воркутское поднятие) и в Коротаихинской палеовпадине, вдоль западного склона Урала накапливались темные известковые и доломитовые илы.

В начале позднесерпуховского времени произошло незначительное повышение уровня моря, приведшее к очень непродолжительному и повсеместному осаждению светлых известковых илов при участии фораминифер, водорослей, брахиопод, криноидей и других организмов. В заключительную фазу позднесерпуховской седиментации увеличилась доля доломитовых осадков.

В целом, для позднерегрессивной фазы был характерен неустойчивый режим осадконакопления, кратковременные трансгрессии периодически сменялись все более продолжительными регрессиями. Об этом свидетельствует появление слоистых известковистых и увеличение доли доломитовых илов, частые перерывы, небольшие толщины осадков.

Завершился визейско-серпуховской этап очередным осушением территории плиты. Это привело к сокращению общей площади морского бассейна. На рубеже ранне- и среднекаменноугольной эпох аккумуляция сохранилась только в восточных районах краевых палеовпадин (Коротаихинской, Косью-Роговской и Верхнепечорской). На большей части шельфа возникли субэральные обстановки, начался размыв.

Средне-позднекаменноугольный этап

На средне-позднекаменноугольном этапе почти повсеместно накапливалась карбонатная, практически безглинистая мелководно-шельфовая формация с небольшой долей сульфатов и с биогермами, сохранявшая свой состав и толщины на больших расстояниях. В Уральском подвижном поясе под влиянием тектонических процессов в конце этапа карбонатно-кремнисто-алевроитоглинистая склоновая формация (воргашорская свита) сменилась полимиктовой флишевой формацией трога (кечпельская свита).

Наиболее глубоководные условия седиментации в среднекаменноугольную эпоху, как и на предыдущем этапе, сохранились на континентальном склоне (Лемвинская зона), где в условиях батии продолжалось накопление карбонатно-кремнисто-алевроитоглинистой формации толщиной до 130 м (обн. р. Силовы и Кары на Пай-Хое). Краевые поднятия в среднекаменноугольную эпоху, в отличие от предыдущих фаз, не были выражены и на всей территории установились мелководно-шельфовые и шельфовые обстановки седиментации (прил. 30). На востоке, в умеренно глубоководной зоне шельфа (Верхнепечорская, Косью-Роговская, Коротаихинская впадины, о. Вайгач), в условиях нормального морского режима

и практически непрерывного осадконакопления в среднекаменноугольную эпоху осаждались известковые, известково-детритовые илы, частично глинистые. Седиментация на мелководном шельфе сопровождалась частыми кратковременными перерывами. Наиболее крупный из них - на рубеже башкирского и московского веков разделял две частные трансгрессии в среднем карбоне. В начальные стадии как башкирской, так и московской трансгрессий накапливались преимущественно глинистые, иногда алевроитовые илы. По мере расширения трансгрессий они сменялись известковыми осадками, содержащими обильные фаунистические остатки. Башкирский век ознаменовал начало крупной трансгрессии, состоявшей, в свою очередь, из двух более мелких - ранне- и позднебашкирской.

Ровный рельеф дна бассейна и большая удаленность рассматриваемой территории от берегов предопределили в раннем башкире накопление преимущественно карбонатных осадков. В самые начальные моменты даже на территории относительного глубокого шельфа, на отдельных поднятиях накапливались известково-глинистые илы; а на мелководном и крайне мелководном шельфе - и глинисто-алевроитовые, песчаные осадки, карбонатные галечники и седиментационные брекчии. На карбонатных отмелях крайнего запада и юго-запада современной Ижма-Печорской синеклизы (Большепупельский, Тобышский районы) накапливались седиментационные доломитовые, глинистые и известковистые илы с незначительным содержанием остатков организмов, а также литокластические разности - известковые и доломитовые пески, гравийники, брекчии.

По мере расширения раннебашкирской трансгрессии увеличивалась общая площадь осадконакопления, углублялся бассейн. На востоке, в умеренно глубоководной зоне шельфа накапливались уже только известковые илы и известково-детритовые осадки с примесью глинистого материала (Коротаихинская и Косью-Роговская палеовпадины). На территории Верхнепечорской, Большесынинской впадин и на большей части Ижма-Печорской синеклизы в прибрежно-и мелководно-морских условиях, осаждались чистые и в различной степени глинистые известково-детритовые осадки.

В начале позднебашкирского времени после непродолжительного понижения уровня моря произошло расширение трансгрессии и углубление бассейна; морской бассейн продвинулся дальше на запад и на всей территории Тимано-Печорской плиты установился мелководно-морской режим с накоплением биоморфно-детритовых известковых, а на отдельных участках глинистых осадков. В конце башкирского века седиментация имела регрессивный характер. Он выразился в смене карбонатно-детритовых осадков обломочными, оолитовыми и комковатыми глинистыми разностями, что определялось усилением гидродинамической активности в бассейне. В конце башкирского века почти вся территория плиты была выведена из-под уровня моря, а башкирские осадки подверглись размыву. Они полностью денудированы на локальных поднятиях в восточной части Ижма-Печорской синеклизы (Пашнинский, Восточно-Савиноборский участки).

Последовавшая за этим раннемосковская трансгрессия вновь привела к затоплению всей территории. Сократилась, по сравнению с башкирской, площадь островного мелководья и отмелей, уменьшилась амплитуда подводных поднятий и вместе с этим сократилась доля обломочного материала в позднемосковских осадках. Широкое распространение получили оолитовые, сгустково-известковые осадки и реже (в моменты частных регрессий) - доломитовые и известковые пески. Накопление осадков в максимальную фазу московской трансгрессии происходило в условиях мелководного моря нормальной солености. Но и эта обширная трансгрессия прерывалась кратковременными частными регрессиями в ранне- и позднемосковское время, хотя они были менее продолжительны, по сравнению с башкирскими. В периоды обмеления бассейна накапливались преимущественно карбонатно-обломочные, биокластические, оолитовые и доломитовые образования. В относительно глубоковод-

ной зоне шельфа осаждались известковые илы, в различной степени глинистые, известково-детритовые осадки. На северо-востоке Коротаихинской и Косью-Роговской области большая часть московских отложений была размывта во время последующего перерыва. В большинстве случаев здесь сохранились только верейские осадки.

Для мелководного шельфа, охватывавшего в московском веке большую часть бассейна, была характерна палеогеоморфологическая дифференцированность. На приподнятых участках преобладали карбонатные илы с многочисленным органогенным, в том числе водорослевым детритом, периодически сменявшиеся глинисто-карбонатными разностями; во впадинах обычны глинистые илы с алевроитовой, песчаной примесью и известковые, часто глинистые, мергелистые илы.

В западных областях, на юге Тимана и Ижма-Печорской синеклизы седиментация в фазу максимальной трансгрессии началась с накопления кварцевых песков, сменившихся затем - мелководными карбонатными осадками, а по мере повышения уровня моря - глинистыми и известковыми илами.

Поздний карбон завершил крупный средне-позднекаменноугольный этап геологического развития плиты. Эта регрессивная фаза охватывала касимовский и гжельский века, а ее продолжительность составила 13 млн. лет. По-прежнему, практически на всей территории плиты сохранилась мелководно-шельфовая карбонатная, главным образом безглинистая седиментация (прил. 31). Вместе с тем, этой фазой завершился продолжительный визейско-среднекаменноугольный период тектонической стабилизации Тимано-Печорской плиты в герцинско-раннекеммерийском цикле, предваривший основную коллизию и активное формирование краевого прогиба.

Наметилась палеотектоническая и палеогеографическая дифференциация на всей территории плиты. Последняя из окраины континента, сопредельной с Уральским палеоокеаном, начала превращаться во внутриконтинентальную область, смежную с орогеном. Инверсии в пределах Печоро-Колвинского авлакогена, Мичаю-Пашнинской и Варандей-Адзвинской зон, перерывы и стратиграфические несогласия в стабильных частях плиты явились следствием стрессов сжатия, проявившихся в связи с началом коллизии на севере Уральской области.

Появление складчато-покровного (надвигового) орогена на месте палеоокеана и его окраинного моря оказывало определяющее влияние на состав осадков и их распределение по территории, обусловило субмеридиональное простирание фациальных зон и батиметрическую последовательность: от прибрежно-морской литоральной и сублиторальной мелководной на западе до относительно глубоководной на востоке.

Область окраинного моря с континентальным склоном стала флишевым трогом, постепенно компенсировавшимся полимиктовыми обломочными осадками (кечпельская свита). С запада он обрамлялся обширным палеосводом, охватывавшим современную территорию Коротаихинской, Косью-Роговской впадин и Варандей-Адзвинской зоны. На основе анализа стратиграфических перерывов здесь выявлено отсутствие низов ассельского яруса, всего верхнего карбона и большей части московского яруса. Нижнепермские образования залегают с размывом на верейском горизонте нижнемосковского подъяруса, башкирском ярусе среднего и серпуховском - нижнего карбона. К западу и юго-западу от палеосвода увеличиваются как толщины, так и стратиграфический объем отложений, и в наиболее стратиграфически полных и изученных разрезах юга Косью-Роговской впадины разрезы среднего, верхнего карбона и большей части ассельского яруса нижней перми характеризуются непрерывной последовательностью (Пермская система..., 1991, Чувазов, 1999)

В платформенной части бассейна проявилась геоморфологическая дифференцированность. В западных областях (Ижма-Печорская синеклиза, Тиман) в конце этапа (касимовский

и гжельский века) формировались карбонатные осадки в условиях литорали и мелкого шельфа. На отмельных участках накапливались обломочные органогенные породы, характерные для начальных трансгрессивных, так и регрессивных фаз каждого из более мелких этапов осадконакопления. Они образуют линзы, пласты и мелкие массивы толщиной 15-20 м, изредка 60-70 м. В сублиторальной области на отмельных участках в условиях высокой гидродинамической активности также формировались органогенные гравелиты, песчаники, биоморфно- и крупнодетритовые известняки. Вместе с тем, мелкодетритовые и глинистые осадки могли накапливаться и в пониженных участках мелководья и на более значительных глубинах шельфа, ниже иловой линии, например гжельские депрессионные осадки Большесельской впадины.

Анализ ритмичного строения, выявленного в результате исследования полных разрезов, позволил подразделить позднекаменноугольную фазу на две еще более мелкие - касимовскую и гжельскую. В начале этих частных этапов накапливались наиболее мелководные осадки. По мере расширения каждой из трансгрессий, происходило увеличение площади осадконакопления, углубление бассейна, откладывались карбонатные иловые и илово-детритовые осадки с примесью кремневого и глинистого материала. На последующее обмеление бассейна или относительное понижение уровня моря (в регрессивные моменты) указывает накопление биогенных карбонатных осадков, формирование биогермов и появление сульфатов.

Касимовский этап характеризовался широким развитием мелководных шельфовых и литоральных биогенных осадков, в бассейне установились условия мелководного шельфа с карбонатным осадконакоплением. На западе, на платформенной части бассейна органогенные разности накапливались вплоть до ранней перми. К востоку они сменялись флишем полимиктовых терригенных пород. Флишевая толща позднего карбона представлена мелко-ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов нижней части кечпельской свиты. Платформенная и восточная области бассейна разделялись местами сохранявшимся краевым поднятием, а также обширным палеосводом.

Для начальной фазы касимовской трансгрессии в западных областях ТПСБ характерны проявления эрозии, накопление красноцветных и зеленых глин, скопления раковинного детрита и формирование мелких биогермов. Прогрессивная направленность касимовского этапа отражает постепенное нарастание частной трансгрессии в буркемское и одесское время на фоне общей позднекаменноугольной регрессии. Для фазы максимального "разлива" и "высокого стояния" характерно карбонатное осадконакопление, преимущественно известняков с подчиненными прослоями вторичных доломитов. В наиболее восточных (уральских), где разрезы яруса представлены аргиллитами, мергелями и глинистыми известняками, бедность органических остатков свидетельствует об условиях седиментации в относительно глубоководной впадине шельфа. Эта впадина с конденсированным разрезом верхнего карбона являлась предвестником краевого прогиба Уральского горного складчатого сооружения. Поэтому касимовский век с определенной долей условности можно считать началом заложения краевого прогиба в Печорском Приуралье. Восточная часть прогиба включала реликт краевого моря - трог с флишевой седиментацией (кечпельская свита), которая продолжалась до конца ассельского века ранней перми; западная расширяла свои границы за счет погружения восточной части Тимано-Печорской плиты под нагрузкой формировавшегося горно-складчатого сооружения Урала.

Гжельский этап продолжил регрессивную фазу развития позднекаменноугольного бассейна. Для него характерно накопление мелководных отмельных осадков и локальные размывы отложений. Максимальное падение относительного уровня моря в конце гжельско-

го века привело к осушению значительной части территории и к размыву подстилающих отложений.

Началу гжельского этапа соответствовал региональный стратиграфический перерыв (Опорные разрезы..., 1997), о чем свидетельствует трансгрессивное залегание кварцевых песчаников (Северный Тиман), местами доломитисто-известняковых брекчий на московских известняках. Гжельская кратковременная трансгрессия соединила разобщенные в касимовском веке западную и восточную части платформенного бассейна, определила единую направленность осадконакопления. Особенностью начальной фазы гжельской трансгрессии являлось образование глубоких эрозионных врезов, обломочная седиментация. Кварцевый состав обломочного материала в северо-западных районах бассейна, в отличие от полимиктового - в восточных, свидетельствует о том, что источники сноса для платформенных областей располагались на западе, северо-западе. Фазе максимального затопления (павловопосадское время) присуще накопление карбонатных осадков с заметной примесью глинистого и кремнистого материала.

Завершающей регрессивной фазе гжельского этапа соответствует позднеайновинское время (ногинский горизонт), для которого характерны накопление доломитов, периодически-известняковых осадков, средне-мелкообломочных доломитисто-известняковых брекчий, образование глубоких эрозионных врезов, формирование мелких биогермов. Существование в бассейне палеоподнятий и неравномерные их размывы определили различие стратиграфических объемов и толщин касимовских и гжельских отложений. На востоке ТПСБ продолжалось развитие с миграцией на запад относительно глубоководной впадины с накоплением мергелей, глинистых известняков, аргиллитов. Вдоль западной границы на краю мелководного карбонатного шельфа заложилась рифовые постройки, значительная часть которых продолжала развиваться на этом же месте в ассельском и даже сакмарском веках.

Завершился средне-позднекаменноугольный этап перерывом в осадконакоплении, влиянием которого в значительной мере определяется современное распространение среднего и верхнего карбона и эрозионный характер границ. Так на территории Печоро-Кожвинского мегавала, на севере Среднепечорского поперечного поднятия, в сводовой части Северо-Савиноборской структуры выявлено полное отсутствие среднего и верхнего карбона. Отсутствие среднекаменноугольных отложений в Варандей-Адзвинской структурной зоне, в сводовых структурах вала Гамбурцева и Сарембой-Лекейягинского вала, связано как с предпермским, так и еще более поздним размывом их в предтриасовое и предюрское время.

Пермский этап

Коллизионные процессы в Северо-Уральском подвижном поясе оказали огромное влияние на развитие Тимано-Печорской плиты на пермском этапе (Богацкий, Жемчугова, 1998). Строение и состав формаций фиксируют место и последовательность тектонических преобразований: формирование складчатого орогена и краевого прогиба, наследовавшего на ранней стадии своего развития глубоководный преддуговый желоб, перешедший в позднем карбоне во флишевый трог.

Мигрировавшей на запад складчатостью и горообразованием были охвачены окраины Тимано-Печорской плиты, которая под нагрузкой скученных пород горно-складчатого сооружения вовлекалась в краевой прогиб. Максимальное затопление шельфа плиты ассельской трансгрессией свидетельствует о быстром и значительном подъеме относительного уровня моря. Все это привело к ее распространению на значительную часть плиты (Коротайхинская, Косью-Роговская, Хорейверская впадины, Печоро-Колвинский авлакоген) и формированию относительно глубоководной впадины.

В ассельском веке четко обозначились западная область бассейна с эпиконтинальными условиями; центральная - с мелководно-шельфовыми, рифогенными и относительно глубоководными образованиями; восточная - охватывавшая краевой прогиб и прилегающие к нему районы, а также северная, в пределах современной акватории Печорского моря, где также существовали относительно глубоководные условия (прил. 32).

Конец позднего карбона и самое начало пермского этапа характеризовалось низким положением относительного уровня моря, перерывом в осадконакоплении, субэвральными обстановками на значительной территории северо-востока Тимано-Печорской плиты. Непрерывное осадконакопление происходило в это время в западных платформенных и, вероятно, в крайних северных областях бассейна, а также на крайнем востоке, где развивался краевой прогиб.

Ассельская трансгрессия, последовавшая после перерыва и совпавшая с глобальным повышением уровня океана, имела обширное распространение. По мере ее развития происходило прерывистое расширение общей площади осадконакопления. К концу ассельского века (шиханское время) произошло полное затопление шельфа. Для фазы максимального "разлива" и "высокого стояния" для западных областей характерно накопление мелководных карбонатных осадков закрытого шельфа, формирование рифовых систем с обилием биогермных построек в платформенной центральной части плиты и продолжение образования расширяющейся на запад глинисто-мергельной конденсированной пестроцветной субформации (сезымская свита). Вдоль западной границы распространения последней размещались рифовые постройки, частично заложенные еще в позднем карбоне.

Инверсия Печоро-Колвинского авлакогена и воздымание юга Хорейверской впадины, а также Мичаю-Пашнинской зоны привели к дифференциации палеорельефа дна морского бассейна, заложению валобразных структур, на сводах которых также формировались рифовые постройки. Рифы позднекарбонно-ассельско-сакмарского возраста, аналоги дуванских рифов Пермского Приуралья на Северном Урале и юга Полярного (р. Кожим), простирались вдоль западного борта относительно глубоководной впадины в пределах краевого прогиба. Однако на юге Косью-Роговской впадины эта меридиональная линейность исчезает. Западная граница глубоководной впадины резко смещена на запад в сторону Хорейверской впадины. Следуя этому направлению, в Хорейверскую впадину и Печоро-Колвинский авлакоген переместились рифовые постройки, где их распределение, особенно в Печоро-Колвинском авлакогене, во многом контролировалось тектоникой.

Среди рифогенных образований преобладали светлые мшанковые фораминиферово-водорослевые и гидрактиниодные разности с толщинами 60-250 м. С началом роста органогенных (рифовых) построек вновь возникла и усилилась расчлененность дна седиментационного бассейна, а на участках, прилегающих к постройкам, создавались застойные условия осаднения глинисто-карбонатных осадков. Положение в разрезе глинисто-известковых отложений, их парагенетическая связь с органогенными постройками и латеральные взаимоотношения с другими образованиями свидетельствуют о периодическом усилении и ослаблении расчлененности ложа бассейна.

В начале регрессивной фазы (сакмарский век) на востоке, в приорогенном трого продолжали накапливаться флювиоидная кечпельская формация, а в относительно глубоководной впадине - сезымская субформация. Синхронно с рифами формировались пестроцветные конденсированные отложения с небольшими толщинами 30-50 м в Хорейверской впадине, в Печоро-Колвинском авлакогене и на Малоземельско-Колгуевской моноклинали. В относительно глубоководной сезымской впадине (ее Хорейверской части) обозначились палеоподнятия с рифовыми постройками, толщиной до 200 м. Аналогичные образования известны также и в области современного шельфа Печорского моря. Зарифовые фации регрессивной

фазы - биогермные и карбонатные осадки литорали распространены в Ижма-Печорской синеклизе. Их толщины составляют 100-200 м.

В стерлитамакское время началось поступление на платформу огромных масс обломочного материала из областей Уральского орогена, которые снивелировали относительно глубоководную впадину и захоронили большинство карбонатных построек.

Интенсивные коллизионные процессы артинского века привели к миграции складчатого-надвигового Уральского орогена на восточную окраину эпипайкальской плиты. Перед его фронтом в краевом прогибе, компенсированном осадками, в мелководно-морской обстановке накапливался орогенный комплекс нижней сероцветной молассы толщинами 1-3.0 км (прил. 33). Он представлен плохо сортированными песками, алевролитами и глинами, образовавшимися в результате размыва структурно-формационных зон Центрального и Восточного Урала. Генетический состав отложений всех фациальных зон свидетельствует о дальнейшей регрессии бассейна вплоть до его осушения. Последовательная субмеридиональная смена обстановок осадконакопления в регрессивную фазу была предопределена мигрировавшим горно-складчатым сооружением Урала и воздыманием палеоподнятий на территории Тимано-Печорской плиты. В результате инверсии образовались поднятия в пределах современного Печоро-Колвинского авлакогена, юга Хорейверской впадины, Омра-Лыжской седловины. На этих поднятиях в раннеартинское время произошел размыв сакмарских, ассельских и каменноугольных отложений. На севере ТПСБ происходило заполнение впадин сублиторали карбонато-глинистыми образованиями, а позднее - биокластическими и мшанковыми разностями с алевроитовой примесью.

На юге бассейна (Верхнепечорская впадина) известны сакмарско-раннеартинские биогермные массивы: мшанковые, водорослево-фораминиферовые и гидрактиниодные. Их толщина составляет 60-100 м. К западу и северу массивы постепенно замещались биокластическими осадками, органогенными песками, карбонатными илами приливно-отливных отмелей литорали (Ижма-Печорская синеклиза). Здесь в условиях повышенной солености формировались глинисто-карбонатные осадки. Толщины их не превышают 50 м. На остальной территории бассейна продолжилось накопление обломочно-карбонатных и карбонатных осадков.

В позднеартинское время территория прогиба заполнилась молассой. В платформенной северной части ТПСБ этому времени соответствовало увеличение площади морского бассейна, его углубление, а в западных и южных областях наоборот - значительное сокращение и прекращение роста биогермов. В конце артинского века произошло дальнейшее обмеление бассейна, за исключением современной акватории.

Дальнейшее усиление регрессии происходило в кунгурском веке. Оно ознаменовалось максимальным сокращением площади седиментационного бассейна, превращением его в систему прибрежно-морских и замкнутых лагун с соленакоплением, а затем - в прибрежные низменные приморские равнины (прил. 34). В северных областях бассейна (Печорское море) сохранялись условия мелководного шельфа. Здесь накапливались сублиторальные песчано-глинистые, а также - мелководные глинисто- и песчано-карбонатные литоральные осадки.

Регрессивное осадконакопление сопровождалось миграцией Уральского орогена и прогиба на запад. В северной части территории обстановки осадконакопления изменялись от низменных прибрежно-равнинных с угленакоплением - на востоке - до литоральных - на западе. На северо-востоке ТПСБ, в пределах краевого прогиба продолжал формироваться терригенный орогенный комплекс нижней молассы (глины, пески, угли) толщиной до 1.0 км и более. Накопление песчано-глинистых образований и углей происходило в опресненных лагунах и озерно-болотных обстановках супралиторальной области. Оптимальные условия для образования углей приурочены ко времени перехода нижней молассы в верхнюю, т.е.

смены прибрежно-морских обстановок осадконакопления континентальными. Простираение краевого прогиба определило субмеридиональное распределение фациальных зон.

В краевом прогибе, на севере происходило накопление мощной угленосной молассовой формации, а на юге - эвапоритовой. Относительно близкое расположение солей, в том числе и калийных (Верхнепечорская впадина), и одновозрастных им угленосных толщ (Интинский бассейн) объясняется большей дифференцированностью климата, его увеличивавшейся аридизацией. Для южных и западных областей характерен несколько иной фациальный ряд - от прибрежных равнин с обломочным осадконакоплением до замкнутых и полузамкнутых лагун с различной степенью солености и накоплением сульфатно-терригенных, сульфатно-карбонатных, сульфатно-терригенно-галогенных осадков. В самых восточных областях формировались глинисто-песчаные осадки низменной равнины. К западу они постепенно замещались сульфатно-терригенными отложениями слабо осолоненной лагуны, а затем - осадками бассейна сверхвысокой солености с галитом, сильвинитом, карналлитом и каменной солью, общей толщиной до 400 м. В самых западных частях полуизолированного бассейна, в условиях повышенной солености, происходило сульфатно-карбонатное осадконакопление, которое к северо-западу постепенно сменялось литоральным.

В позднепермское время активизация тектонических движений на территории Уральского орогена, обусловившая резкую эрозию в области сноса, сопровождалась усилением прогибания впадин Предуралья, прогиба и прилегающих к нему с запада районов. Это привело к значительному увеличению выноса обломочного материала с разрушавшихся структур Урала и аккумуляции в прогибе и на платформе полимиктовых формаций, достигающих огромных толщин (до нескольких километров). Заполнение впадин прогиба, погружавшихся наиболее интенсивно, происходило при избытке обломочного материала. Последний распространялся на платформу, нивелируя рельеф, возникший в результате существенной перестройки структурного плана на рубеже кунгурского и уфимского веков, о чем свидетельствует трансгрессивный характер залегания верхнепермских отложений на более древних в пределах положительных структур. К этому времени уже заложились Денисовский прогиб, Хорейверская впадина и Ижма-Печорская синеклиза. На протяжении всей позднепермской эпохи они испытывали дальнейшее прогибание. Одновременно продолжалось формирование на валах Печоро-Колвинского авлакогена и Варандей-Адзвинской структурной зоны положительных структур конседиментационного типа. При общей тенденции к уменьшению толщин с востока на запад по мере удаления от Урала - основного источника сноса, происходит их увеличение во впадинах и резкое сокращение до полного отсутствия - в сводовых частях конседиментационных поднятий. Резкое увеличение поступления обломочного материала на фоне общего воздымания плиты вызвало регрессию морского бассейна и обусловило смену лагунно-морских условий седиментации, преобладавших в кунгурском веке, прибрежно-морскими, а затем и континентальными. Таким образом, приуроченность позднепермской эпохи к заключительной регрессивной фазе пермского этапа, а также тектонический режим бассейна, в значительной мере определили особенности условий седиментации и, как следствие, характер распределения верхнепермских формаций в разрезе и по площади (прил. 35, 36).

На северо-востоке региона, на месте современных Пай-Хоя, Карской, Коротайхинской и Косью-Роговской впадин, на протяжении всей позднепермской эпохи во влажном гумидном климате формировалась сероцветная угленосная формация. Здесь в условиях низменных равнин накапливались аллювиальные, болотные и озерные осадки - чередующиеся полимиктовые пески, алевроиты, глины и торфяники, превратившиеся впоследствии в уголь. По мере развития регрессии область распространения угленосной формации расширялась к западу, вслед за мигрировавшей в этом направлении границей прогиба. При этом происходило по-

степенное обогащение формации галькой, причем в восточной части прогиба толщины отдельных галечных скоплений возросли до 100 м, а их доля в объеме формации достигала 70%. Общая толщина угленосной формации составила 3500 м.

В платформенной части и в Большесынинской впадине в начале позднепермской эпохи в результате общего подъема территории лагунно-морская седиментация, характерная для кунгурского века, сменилась прибрежной, и на месте отступавшего на северо-запад моря началось формирование приморских и дельтовых равнин (прил. 35). В соликамское время они широкой полосой простирались с юго-запада на северо-восток и огибали невысокое палеоподнятие, образовавшееся в южной части Ижма-Печорской синеклизы на месте кунгурских лагун, и другое унаследованное поднятие на юге Колвинского мегавала с прилегающими к нему участками Денисовского прогиба, Хорейверской и Большесынинской впадин. Эти области были вовлечены в процесс осадконакопления к началу шешминского времени. На приморских равнинах, в континентальных условиях (озерных, болотных, русловых) накапливались сероцветные глины, содержащие пресноводную фауну и остатки растений, алевроиты, пески, часто грубозернистые, не выдержанные по простираению, а в прибрежно-морских (лагунных, пляжевых) - глинисто-известковистые илы, пески и глины с остатками фауны. Дельтовые равнины со свойственными им фациями дельтовых рукавов, озер и болот, устьевых баров, внутридельтовых заливов занимали центральную часть Большеземельской области. Здесь накапливались преимущественно песчаные осадки с алевроитами, глинами и торфяниками (морские глины, переходящие вверх по разрезу в алевроиты, а затем в грубозернистые пески барового и, наконец, руслового происхождения, как правило, разделенные прослоями глинисто-алевроитовых лагунных или углистых озерно-болотных осадков). Толщины этих отложений в платформенной части не превышают 200 м, достигая 300 м в Большесынинской впадине. Обстановки открытых лагун и литоральной области сохранялись лишь на северо-западе (север Ижма-Печорской синеклизы и северо-запад Хорейверской впадины). В этих условиях накапливались выдержанные по толщине и по площади глинистые осадки (глинистые и карбонатно-глинистые илы, алевроиты) с прослоями тонкозернистых песков. Их толщины не превышают 50-100 м.

С шешминского времени по мере развития регрессии континентальная седиментация вытесняла прибрежно-морскую на северо-запад, вслед за отступавшим морем, и к концу уфимского века приобрела главенствующее значение. С этого времени на аллювиальных равнинах началось формирование красноцветной песчано-глинистой формации, сложенной резко разнофациальными (даже на небольших участках) отложениями: быстро выклинивающимися слоями глин и алевроитов с песками, нередко косослоистыми, с линзами гравия и гальки и тонкими прослоями углей. При этом, в восточных приуральских районах накапливался более крупный, плохо сортированный материал, а на западе, вдали от гор - более тонкий и однородный. Дельтовые обстановки сохранились лишь на самом северо-западе (север Ижма-Печорской синеклизы и северо-запад Хорейверской впадины), а литоральные - на о. Колгуев. Толщины этих отложений составляют 200-300 м.

В южной части прогиба (Верхнепечорская впадина) за счет усиления притока пресных вод и приноса обломочного материала с Урала происходило быстрое рассолонение и превращение в озера лагун, образовавшихся в кунгурском веке, их постепенное обмеление и заполнение. Хемогенная седиментация, господствовавшая в конце кунгурского века, уступила место карбонатно-обломочной, а затем обломочной. Если в самом начале эпохи здесь в лагунных условиях накапливались преимущественно известковисто-глинистые осадки (глинистые и глинисто-карбонатные илы и алевроиты), а в условиях дельт, образованных впадавшими в лагуны потоками - крупнообломочный материал (толщины не превышают 300 м), то к концу эпохи в аллювиально-озерных условиях сформировалась толща (до 2.5 км) красно-

цветно-сероцветных осадков: не выдержанные по толщине и простиранию разнозернистые пески с гравием, глинистые алевроиты, глины.

Общее регрессивное развитие бассейна, выразившееся в закономерной смене во времени фаций открытого морского мелководья фациями заливно-лагунного прибрежного мелководья, озерно-болотной прибрежно-морской равнины и, наконец, аллювиально-озерно-болотными фациями, осложнялось сравнительно кратковременными трансгрессиями. Наиболее ошутимая раннеказанская трансгрессия, отвечавшая глобальному эвстатическому повышению уровня мирового океана, максимально проявилась на Русской платформе, где континентальные условия седиментации сменились нормально-морскими и лагунно-морскими. На западе Тимано-Печорского бассейна (Ижма-Печорская синеклиза) она вызвала смену аллювиальной седиментации озерно-аллювиальной с накоплением сероцветных карбонатно-обломочных осадков (мергели, глины, алевроиты, пески) толщиной до 200 м. В восточных районах (за исключением севера Предуральяского прогиба) на фоне потепления и увлажнения климата, наряду с красноцветной аллювиальной седиментацией, существенное значение приобрела сероцветная с накоплением слоистых глин, алевроитов и песчаников с линзами углей и гравия в аллювиальных условиях и мощных толщ глин с углями и сидеритами - в озерно-болотных (прил. 36). Сероцветные отложения, как правило, формировались во внутренних, наиболее интенсивно прогибавшихся частях впадины, а красноцветные - на бортах.

В позднеказанское время, в связи с усилением приноса обломочного материала, возобновилось отступление морского бассейна за пределы региона, завершившееся к концу казанского века. На фоне продолжавшегося воздымания складчатых структур Урала и их интенсивного размыва в результате возобновившейся регрессии в татарском веке вновь приобрела главенствующее значение аллювиальная седиментация с накоплением преимущественно красноцветных осадков.

Завершился пермский этап развития ТПСБ общим подъемом территории, сопровождавшимся резко дифференцированными движениями по вновь сформированным и обновленным древним разломам. Это привело к повсеместному, с различной амплитудой размыву верхних, а местами и более глубоких горизонтов перми и даже карбона.

Триасовый этап

На триасовом этапе развитие Тимано-Печорского региона связано с неоднократным наложением движений различной геотектонической природы. В первую очередь, условия седиментации обусловлены его расположением в центре объединенного континента – Пангеи вдали от морских бассейнов и близостью молодого Уральско-орогенного пояса, где еще продолжались коллизионные процессы и формировались структуры сжатия. Вместе с тем, характер тектонических движений приобрел новые черты, которые определялись глобальным рифтогенезом на рубеже палеозоя и мезозоя, сопровождавшимся базальтовым магматизмом. Зарождавшиеся в раннем – среднем триасе рифтовые системы Арктики и Северной Атлантики, предвзвешившие раскрытие впоследствии Атлантического и Северного Ледовитого океанов, привели к постепенному прогибанию северных территорий Евро-Азиатского континента (Сурков и др., 1984; 1987). Это явилось причиной сокращения площади континентального осадконакопления на них и, соответственно, расширения в раннем и среднем триасе бореальной морской трансгрессии на Восточно-Европейской платформе, в Западной Сибири, на Баренцевоморской плите, а также частичного слияния Тетического и Бореального бассейнов (Лозовский, 1992; Сурков и др., 1997; 1999). Тектоническая активность в северной половине Урала, как известно, проявилась вдоль восточного склона в виде формирования протя-

женной серии рифтогенных депрессий – грабенов, заполненных эффузивно-молассовыми, угленосными, а в южных областях - и бокситоносными осадками. На севере Предуральяского краевого прогиба этот процесс выразился в образовании грабенообразных седиментационных ванн, заполненных континентальной триасовой молассой (Енцова, 1985). Тафрогенный характер развития прогиба в триасе пришел на смену миграционному, а западная граница прогиба осталась на том же месте, что и в поздней перми. В ТПСБ к таким структурам относятся Коротайхинская, Большесынинская впадины и северная часть Верхнепечорской. Блоковая тектоника и постепенное погружение территории к северу, изменение климата от аридного к гумидному предопределили всю дальнейшую регрессивную эволюцию условий осадконакопления Тимано-Печорской плиты.

Конец перми - начало раннего триаса - это период самого высокого стояния территории, с чем связан региональный перерыв в осадконакоплении, во время которого повсеместно в условиях аридного климата формировались маломощные каолиновые коры выветривания.

Активные блоковые движения и принос огромных масс обломочного материала связаны с ранним триасом (конец индского – начало оленекского веков). С позднего оленека началось постепенное погружение территории к северу. Средний и поздний триас характеризовались более спокойными тектоническими условиями и перераспределением областей сноса на Урале. Смена регрессивной направленности процесса осадконакопления, характерной для пермского этапа, трансгрессивной выражена в фациальной смене пролювиальных и русловых осадков (в начале этапа) озерно-болотными и дельтовыми (по мере затухания тектонической активности региона и приближения трансгрессии Бореального моря). По латерали эта же парагенетическая последовательность наблюдается по мере удаления от областей сноса к северу в сторону погружения территории. Кроме того, изменение климата формировало вертикальный ряд континентальных терригенных формаций - от преимущественно красноцветных к сероцветным. Гумидизация, совместно с перестройками главных областей денудации, сыграла важную роль в постепенном изменении состава осадков в сторону олигомиктовости.

Направленность развития территории усложнялась периодической прерывистостью тектонических и седиментационных процессов. Это отразилось в ритмичном строении толщ и позволяет подразделить триасовый этап на стадии и на этапы более мелкого порядка, разделявшиеся зональными и локальными перерывами, которые выявляются по литологии и анализу циклитов, реже доказаны биостратиграфически.

Начальная стадия осадконакопления (I мезоцикл раннего триаса – индский век) характеризовалась еще очень высоким стоянием территории (прил. 37). В Предуральском прогибе, особенно на юге, началась активизация древних разломов субмеридионального простирания, ограничивавших медленно погружавшиеся блоки – Северо-Верхнепечорский и Большесынинский. Они начали заполняться продуктами денудации Уральско-орогена. На севере прогиба с оживлением разломов связано излияние первого покрова базальтов, большей частью размывтого в начале следующего II-го мезоцикла.

На Тимано-Печорской плите выделились крупные блоки с незначительной разницей в амплитудах погружения - Ижемский, Большеземельский, на которых начальная стадия ознаменовалась выравниванием пермского палеорельефа за счет заполнения палеовпадин и “сухих” палеорусел продуктами разрушения пермских, а локально и более древних образований на местных палеоподнятиях. Этим определено ограниченное распространение нижнеиндских отложений (I мезоциклита) на плите, их отсутствие вдоль Тиманского блока. Варандей-Адзвинский блок совместно с северной и восточной частями Хорейверской впадины и Коротайхинским блоком был объединен в крупное палеоподнятие. В его своде (Медынско-

Сарембойский район) на поверхность денудации выходили породы артинского яруса, и частично, среднего карбона. В пределах этого поднятия происходило заложение валов Сорокина, Гамбурцева (Удовиченко, 1984).

Следующая индско-раннеоленинская стадия (II-VI мезоциклы) характеризовалась резким увеличением площади осадконакопления вследствие прогиба территории и поступления огромных масс обломочного материала с Палеоурала и Палеотимана (прил.38). При продолжительности цикла не более 3 млн. лет толщины накопленных осадков составили до 700 м в Большесынинской впадине, уменьшаясь до 200-310 м на севере континентальной части плиты и в прилегающих районах современного Баренцевоморского шельфа. Это явилось результатом усиления активности тектонических движений по оживленным в начале этапа разломам, в том числе и в северных районах Предуральяского прогиба (по сравнению с начальной стадией). В начале стадии с этой активизацией связаны излияния второго покрова базальтов и формирование вулканогенно-обломочных толщ.

В Предуральском краевом прогибе усиливался контраст между погружавшимися (Большесынинский, Северо-Верхнепечорский и Коротаихинский) и относительно пассивными (Косью-Роговской) блоками, по-прежнему имевшими наклон к Уралу. В пределах первых откладывались плохо сортированные грубообломочные осадки больших толщин: гравийники и галечники, грубо- и крупнозернистые пески – верхняя “грубая” моласса, отличающаяся по условиям накопления от верхнепермской молассы орогенного этапа, заполнившей территорию всего прогиба. Объем обломочного материала и скорость его поступления в Большесынинскую впадину превышали скорость ее погружения, что периодически, а особенно в раннем оленеке (время самого интенсивного размыва Осевой зоны Урала), приводило к ее перекомпенсации и постепенной миграции грубозернистых осадков конусов выноса на территорию Тимано-Печорской плиты. Возможно, с аналогичным процессом перекомпенсации Коротаихинской впадины, совместно с конседиментационным ростом центральной части вала Сорокина и вала Гамбурцева, связано образование грубозернистых осадков на юге Верхнеадзвинской площади. В менее интенсивно прогибавшемся Косью-Роговском блоке, разбитом на несколько мелких блоков-ступеней, осадконакопление происходило ограниченно, только на наиболее опущенных участках.

Территория Тимано-Печорской плиты, по-прежнему, была наклонена к юго-востоку. В результате обильного поступления обломочного материала с позднеиндского времени (II мезоцикл), а особенно в раннем оленеке (III – VI мезоциклы), расширялась площадь седиментации за счет вовлечения в аккумуляцию палеоподнятий, что привело к выравниванию рельефа. К концу фазы, а в северных районах Большеземельского и Варандей-Адзвинского блоков практически на протяжении всей фазы, накапливались более тонкие красноцветные аллювиально-озерно-болотные песчано-алевритовые осадки.

В южные и западные районы Ижма-Печорской синеклизы основными поставщиками обломочного материала, кроме Урала и местных источников, служил Тиман, где размывались рифейские и девонские, в том числе вулканогенные, толщ. Здесь накапливались осадки аллювиального и пролювиального генезиса.

Печоро-Кожвинский мегавал, особенно его центральная и южная части, испытывал конседиментационный рост (на фоне общего погружения), что сопровождалось глубоким размывом пермских и более древних толщ. Свидетельством этих процессов являются пролювиальные осадки вокруг этой структуры. В моменты относительной стабилизации территории эта область (по крайней мере северные районы) периодически вовлекалась в аккумуляцию.

В раннем оленеке площадь аллювиально-озерных равнин заметно расширилась. Реки стали более меандрирующими, появилось большое количество озер, местность заболачива-

лась. Главные водотоки, несшие Уральский обломочный материал на плиту, проходили по наиболее прогнутой территории вдоль границы Ижемского и Большеземельского блоков и по центральной части и восточному борту Ижма-Печорской синеклизы. Состав отложившихся пород напрямую зависел от состава отложений питающих областей, т.к. условия семиаридного климата не способствовали их глубокому преобразованию. Высокая тектоническая активность приводила к быстрому выносу незрелых продуктов выветривания и к столь же быстрому их захоронению в интенсивно погружавшихся впадинах. Это привело к накоплению в раннем триасе мощной полимиктовой красноцветной формации.

Продолжительный интервал геологического времени - поздний оленек-поздний триас характеризовался постепенным затуханием тектонической активности Уральского орогена. Вследствие этого уменьшалось количество обломочного материала, приносившегося в область седиментации. Происходило постепенное сокращение площади пролювиально-аллювиальных равнин в Предуралье. Наибольшая интенсивность прогиба территории и поступления осадочного материала с Урала связана только с начальными моментами мелких циклов. В конце стадии конуса выноса распространялись лишь вблизи предгорных областей, в середине и конце преобладало накопление глин, алевритов, песков аллювиально-озерно-болотного генезиса, а в позднем триасе в ряде случаев образовывались торфяники, впоследствии приведшие к образованию тонких прослоев углистых глин и углей.

На плите продолжалось структурное оформление Шапкино-Юрьянского, Колвинского, Лайского валов. На валах Печоро-Кожвинском, Сорокина, Гамбурцева, Седухинском под размыв были выведены отложения раннего триаса и более древние толщ. Эти поднятия являлись существенными поставщиками осадочного материала в северные районы.

В начале стадии (поздний оленек) сформировавшиеся ранее крупные блоки по субширотным разломам разделились на более мелкие ступени, динамика которых контролировала впоследствии широтную литофациальную зональность (прил. 39). Тогда же начался постепенный наклон северных ступеней в сторону Баренцевоморской плиты. И к среднему триасу уже вся территория была наклонена на северо-северо-восток. В это же время произошло вовлечение в денудацию новых областей на Урале (Западной структурной зоны) в связи с углублением эрозионного среза и структурной перестройкой. Эта перестройка выразилась в постепенном затухании источников сноса на Северном Урале и в продолжавшейся активизации поднятий Полярного и Приполярного.

Все эти процессы играли большую роль в пространственном перераспределении главных речных систем. В позднем оленеке, наряду с западными водотоками, которые действовали еще на начальной стадии, наметились узкие аллювиальные равнины вдоль восточного борта Хорейверской впадины. Уже со среднего триаса эти равнины занимали центральные и восточные районы Хорейверской впадины и Мореюскую депрессию. Здесь накапливались мощные толщ. песков. На крайнем севере этой области аллювиальные обстановки сменялись дельтовыми (прил. 40). Гидродинамическая активность западного водотока постепенно снижалась, а на позднеладинско-позднетриасовом этапе эта территория представляла собой аллювиально-озерную равнину с алевритово-глинистым осадконакоплением.

Постепенный наклон территории на север и расширение трансгрессии бореального моря, вызванные, как упоминалось ранее, рифтогенезом в Арктике и Северной Атлантике, сопровождалась постепенной гумидизацией климата. В среднем триасе формировалась семигумидная пестроцветно-сероцветная формация, во влажном климате позднего триаса - сероцветная слабоугленосная (прил. 40, 41).

Территория ТПСБ, которая на триасовом этапе характеризовалась исключительно континентальными условиями осадконакопления на фоне общего прогиба, в конце позднего триаса стала испытывать воздымание, что привело в итоге к длительному субаэраль-

ному перерыву в аккумуляции. Во время этого перерыва в условиях гумидного климата накопившиеся раннее осадки подвергались интенсивной физической и химической переработке, формировались мощные каолиновые коры выветривания.

4.4. Позднекимммерийско-альпийский цикл

В начале позднекимммерийско-альпийского цикла – на юрско-меловом этапе - тектоническая активность переместилась в Пайхойско-Новоземельскую зону, которая охватила складчато-надвиговыми деформациями. Перед этой зоной возник передовой прогиб – Кортаихинская впадина, а на ее западном борту гряда Чернова. Деформации, связанные с надвигом Пайхойско-Новоземельской системы вызывали на окраине Тимано-Печорской плиты, граничащей с грядой Чернова, деформации сжатия, местами затронувшие даже низы мела. Тимано-Печорская плита в юре и раннем мелу испытывала слабое погружение, достигавшее 1000 м только в ее прибрежной и морской части.

Юрско-меловой интервал геологического времени подразделяется на два этапа - юрско-неокомский и аптско-позднемеловой. Они, в свою очередь, подразделены на более мелкие этапы, обусловленные периодической сменой трансгрессий и регрессий: раннеюрский, среднеюрский, позднеюрско-неокомский, апт-альбский и позднемеловой. Продолжительность каждого этапа 20-35 млн. лет (рис. 4.2).

Началу ранней юры отвечал региональный субэвразийский перерыв в осадконакоплении, во время которого формировались в условиях гумидного климата мощные коры выветривания, в дальнейшем подвергшиеся размыву с накоплением на аккумулятивной равнине песчаных толщ с каолинитом.

В ранней и средней юре произошли значительные тектонические подвижки на Урале и Тимане, менее существенные - на территории Печорской синеклизы. С раннеюрским этапом связано окончательное смещение осадочной аккомодации на север вследствие общего прогибания этой части территории в сторону Баренцевоморского бассейна.

До тоарского века территория Печорской синеклизы и Предуральского прогиба представляла собой денудационную равнину, которая смыкалась с более высокой и расчлененной Тиманской и пенепленизированной Уральской возвышенностями. С последних, возможно, денудировавшиеся осадки транзитом сносились палеопотоками на север в область аккумуляции на современном Печорском шельфе.

Раннеюрский этап

На раннеюрском этапе аккумуляция на территории ТПСБ началась, очевидно, с тоара (Куликова, 1997) на ограниченных площадях в условиях нарастающего поступления обломочного материала.

Сильно выветрелый обломочный материал с Тимана и Урала, а также с размывавшихся палеоподнятий (Седухинский вал, центральная и южная части Печоро-Кожвинского мегавала, в меньшей степени - валы Сорокина, Гамбурцева, Сарембой-Лекейягинский) сносился множеством речных потоков в понижения рельефа. Осаждались светло-серые и серые олигомиктовые пески с каолинитом: сначала - разномышечные с гравием и галькой кремня и подстилающих пород, а затем - мелко-среднезернистые с подчиненной долей глин серых, иногда пестроцветных, с сидеритом, с большим количеством растительного детрита. К концу ранней юры по мере заполнения палеовпадин территория превратилась в озерно-аллювиальную равнину, где накапливались тонкослоистые алевроитово-глинистые сероцветные осадки. В окраинных, более приподнятых частях территории осадконакопление началось в средней

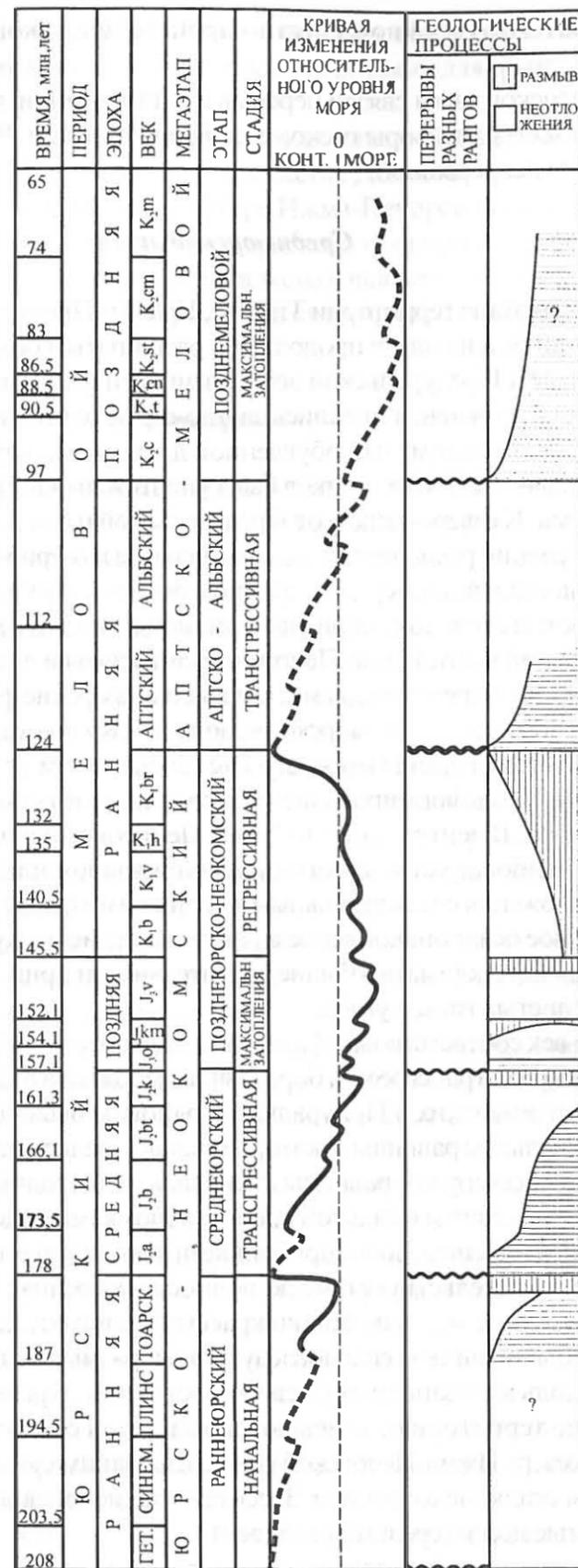


Рис.4.2. Событийно-стратиграфические уровни юры-мела.

юре и до середины батского века повсеместно происходило в континентальных условиях (прил. 42).

С началом ааленского века связан перерыв в седиментации, что выразилось в накоплении в базальных слоях средней юры песков с гравием и галькой. В палеовпадинах аккумуляция, возможно, была непрерывной.

Среднеюрский этап

На среднеюрском этапе территории Тимана, Урала и Предуралья, по-прежнему, оставались областями питания, а на плите продолжали расширяться области осадконакопления. Вдоль Тимана на западе и Предуральской возвышенности на востоке в условиях пролювиально-аллювиальных равнин накапливались светло-серые олигомиктовые разномерные пески с гравием и галькой, обломками обугленной древесины, периодически - алевриты и глины (прил. 42). Большая часть этих осадков была уничтожена внутриформационными и постюрскими размывами. К северо-западу от Предуральской и северо-востоку от Предтимаанской пролювиальных равнин располагались аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины. На них в начале этапа осаждались средне-крупнозернистые пески, позднее, в прибрежных условиях - тонкослоистые песчано-алевритово-глинистые осадки с растительным детритом.

В северо-восточной части Ижма-Печорской синеклизы и в северных районах ТПСБ, начиная с байосса, наряду с пресноводными, появлялись морские формы микрофитопланктона, а в батском веке обитали только морские водоросли (Куликова, 1997). Это было связано сначала с ингрессиями в эти районы морского бассейна, а затем - с установлением стабильного морского режима. Здесь формировались мелкозернистые пески, тонкослоистые глинисто-алевритовые осадки. В центральных районах Денисовского прогиба и Хорейверской впадины в участках наиболее устойчивого прогибания накопились ниже-среднеюрские (включая батские) отложения с максимальными толщинами (до 200 м).

Континентальное осадконакопление в ранне- и среднеюрскую эпохи происходило в условиях теплого влажного климата; обилие растительности привело впоследствии к образованию прослоев углистых глин и углей.

Келловейский век соответствовал фазе максимального морского разлива среднеюрского этапа, когда обширная трансгрессия бореального моря охватила почти всю территорию ТПП (прил. 43). В Притимаанских и Приуральских районах, очевидно, располагались узкие пролювиально-аллювиальные равнины, в которых накапливались галечники и пески, в настоящее время размытые. К северу эти равнины сменялись мелководным морем с накоплением разномерных песков с гравием и галькой кремня, обломками подстилающих пород, с фосфоритами, обломками древесины, волноприбойными знаками; здесь обитали толстостенные пелециподы. Все это свидетельствует о мелководности бассейна и большой подвижности водной среды. Мелководные морские осадки краевых частей бассейна седиментации также в значительной мере были уничтожены последующими размывами. Они сохранились лишь в виде узких полос вдоль юго-западных и северо-восточных окраин.

Всю остальную территорию, за исключением самой северной части бассейна и локального участка на севере Ижма-Печорской синеклизы, занимало мелководное море с обломочным и глинистым осадконакоплением. Здесь осаждались алевриты, глины, с сидеритом, иногда мелкозернистые пески (средний келловей).

В северной части территории на умеренно глубоководном шельфе формировались преимущественно глинистые, реже алевритово-глинистые осадки. В келловейском морском бассейне повсеместно возникали условия сероводородного заражения, что впоследствии привело к образованию пиритовых конкреций во всех разностях пород. Часто осадки содер-

жали примесь кальцита, сидерита, которые позже обособились в конкреционные прослои толщиной до 1 м. Условия в бассейне были благоприятными для обитания двустворок, аммонитов, белемнитов, фораминифер.

Толщины келловейских осадков, также как ниже-среднеюрских, достигают максимальных значений (до 110 м) в центральных частях Денисовского прогиба (Тибейвисская депрессия) и Колвинского мегавала, на севере Ижма-Печорской синеклизы.

В конце келловейского - начале оксфордского века произошел общий подъем территории, который завершился перерывом в осадконакоплении. Эти процессы сопровождались частичным размывом позднекелловейских осадков на приподнятых участках (Кравец, Чирва, 1983).

Позднеюрско-неокомский этап

Позднеюрско-неокомский этап подразделяется на фазы: трансгрессивную (оксфордский, кимериджский и ранневожский века), максимального разлива (средне-поздневожский век), когда обширная бореальная трансгрессия, по площади сопоставимая с келловейской, охватила всю территорию, и регрессивную (неоком).

Несмотря на обширность морской трансгрессии, условия были крайне мелководные. Деятельность же подводных течений, уменьшение количества поступающего материала, периодические замедления погружения в моменты падения уровня моря приводили к размыву накопившихся ранее осадков. Почти повсеместно отсутствуют отложения раннего и среднего оксфорда, размывта большая часть позднекимериджских осадков (за исключением восточной части территории), отсутствует значительная часть ранневожских отложений. В целом в оксфордском и кимериджском веках происходило постепенное расширение морского бассейна, по сравнению с келловейским, в юго-восточной части территории (р. Адзэва) эти отложения перекрывают триасовые и более древние толщи.

В оксфордском веке значительно увеличилась, по сравнению с позднекелловейским, площадь прибрежного мелководья в юго-восточной части бассейна, а также на северо-восточном склоне Тимана, что связано с началом трансгрессии после перерыва в осадконакоплении (прил. 44). Здесь накапливались пески с гравием, галькой кремней, а в восточных районах, кроме того, лептохлоритовые илы. По мере нарастания трансгрессии в кимериджском веке формировались, в основном, алевриты и глины с пиритом, сидеритом, фосфатами, глауконитом.

В северо-восточной части Ижма-Печорской синеклизы и в полосе западнее зоны прибрежного мелководья в связи с небольшим увеличением глубин морского бассейна аккумуляровались более тонкие осадки: пески, алевриты, глины с лептохлоритами, глауконитом. Большую часть бассейна, за исключением северной окраины Печорской синеклизы, занимала зона открытого среднего шельфа, где происходило накопление алевритов, глин с глауконитом, фосфатами. На севере бассейна обособилась относительно глубоководная зона, где осаждались глины, реже алевриты с глауконитом.

В кимериджском веке Печорское море через понижения в рельефе Урала, который представлял собою в это время сильно денудированную возвышенность, сообщалось с Западно-Сибирским (Кравец, Чирва, 1983).

В оксфорд-кимериджское время на всей территории море имело нормальную соленость и условия, благоприятные для обитания обильной фауны: аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер, радиолярий, илоедовых организмов.

Суммарная толщина оксфорд-кимериджских отложений возрастает от первых метров в Ижма-Печорской синеклизе до 185 м на востоке Варандей-Адзвинской структурной зоны за счет наращивания объемов кимериджа.

Максимальной морской трансгрессией в юрском периоде отмечен средне-поздневожский век. Существенно сократилась, по сравнению с кимериджским веком, зона прибрежного мелководья (прил. 45). Она занимала лишь южную и западную части Ижма-Печорской синеклизы, а также самую юго-восточную окраину наложенной Печорской синеклизы. Здесь накапливались мелкозернистые пески, алевроиты, иногда известковистые, с примесью глауконита и фосфатов. В центральной части Ижма-Печорской синеклизы и в полосе к северо-западу от прибрежного мелководья в относительно мелководном море на сублиторали отлагались глины известковистые, неравномерно алевроитистые и алевроиты, в начале века - иногда ракушняки. Во всех осадках содержится обильный детрит двустворок, примесь глауконита, фосфатов, пирита.

Расширилась зона умеренно глубоководного шельфа в центральных и северных районах Печорской синеклизы, где аккумуляровались сильно известковистые глины, иногда переходившие в мергели с примесью пирита. На всей территории обитали многочисленные двустворки, аммониты, белемниты, фораминиферы, илоеды.

На отдельных обособленных участках в Ижма-Печорской синеклизе, Малоземельско-Колгуевской моноклинали, в центральных районах Колвинского мегавала и Хорейверской впадины происходило накопление битуминозных илов, впоследствии преобразованных в горючие сланцы. По одной из точек зрения (Льюров, 1996), образование керогена горючих сланцев связано с разложением фитопланктона, осаждение которого шло из морских вод в литологическом ряду между алевроитами и глинами, и не было связано напрямую только с глубинами бассейна, а зависело от направления и интенсивности придонных течений. Поэтому участки развития горючих сланцев приурочены к разным структурно-фациальным зонам (прил. 45).

Толщины волжских отложений достигают максимальных значений (120 м) в центральной части Хорейверской впадины и сокращаются к северу до 20 м на о. Колгуев и на Северо-Гуляевской площади.

С завершающей регрессивной фазой позднеюрско-неокомского этапа связано осадко-накопление в неокоме. В начале неокома произошел общий подъем территории, который сопровождался частичным размывом волжских отложений. В связи с этим повсеместно стали накапливаться более крупнозернистые осадки, чем в волжском веке: в берриасском веке - алевроитовые глины и алевроиты, в валанжинском - алевроиты, реже мелкозернистые пески и алевроитовые глины, в готеривском - неотсортированные глинисто-песчаные осадки с гравием и мелкой галькой, в барремском - алевроитистые глины и алевроиты. Во всех разностях имеется значительная примесь глауконита, фосфаты, иногда пирит. По-прежнему, в неокомском бассейне условия были благоприятными для обитания обильной фауны: двустворок, аммонитов, белемнитов, фораминифер, илоедов.

Зона прибрежного мелководья занимала большую площадь, чем в волжском веке (прил. 46). Она была приурочена к западной части Ижма-Печорской синеклизы, к крайнему югу Денисовской впадины и Колвинского мегавала. Здесь накапливались пески с гравием и галькой, с примесью глауконита, иногда фосфатов.

На большей части Ижма-Печорской синеклизы, в юго-восточных районах Денисовского прогиба и Хорейверской впадины, Колвинского мегавала (к северо-западу от зоны прибрежного мелководья) на обширной сублиторали осаждались алевроиты, алевроитовые глины. Причем доля последних возрастала в северном направлении, где еще сохранились относительно глубоководные условия. В северо-западной части Печорской синеклизы на умеренно-

глубоководном шельфе, площадь которого существенно сократилась, по сравнению с волжским веком, накапливались глины, глинистые алевроиты, часто с примесью пирита.

Резко изменился в неокоме, по сравнению с юрским периодом, характер распределения толщин - наибольшие (до 200 м) фиксируются в северо-западной части территории (о. Колгуев).

Завершился позднеюрско-неокомский этап поднятием территории и установлением на ней континентальных условий.

Аптско-позднемеловые этапы

Началу нового крупного аптско-позднемелового этапа предшествовал перерыв в осадконакоплении и перестройка структурного плана. Доказательством этого является залегание аптских отложений на размытой поверхности волжского яруса в восточных районах, а в единичных разрезах (Степковожская площадь) - на дислоцированных образованиях палеозоя; отчетливый регрессивный характер неокомских отложений и прогрессивное строение аптско-альбских. Начало этапа характеризовалось повышенной сейсмической активностью в южной части современного шельфа Баренцева моря (Шипелькевич, 1988) и вспышкой базальтового вулканизма, зафиксированной на Новой Земле.

В начале этапа в результате усиления тектонической активности территории резко обозначились структуры в пределах Денисовского прогиба, Колвинского, Сорокинского впадин. Печоро-Кожвинский мегавал, очевидно, уже служил областью денудации. Ижма-Печорская синеклиза имела более высокое гипсометрическое положение, чем северная и северо-восточная части ТПСБ. Снос обломочного материала происходил с возвышенностей Среднего Тимана, Печоро-Кожвинского мегавала и Предуралья. На юго-востоке Варандей-Адзвинской области с активизацией разломов северо-западного простирания связано формирование горста Чернова (Вашуткино-Талотинский надвиг). В начальную фазу этапа в понижениях рельефа, а также в южной и восточной периферийных частях территории на денудационно-аккумулятивной равнине накапливался пролювий конусов выноса с палеоподнятий, перечисленных ранее, и разнозернистые олигомиктовые пески с гравием и галькой многочисленных речных водотоков (прил. 47). Прибортовые пролювиально-аллювиальные равнины вглубь бассейна переходили в аллювиальные и озерно-аллювиальные. Эта зона захватывала большую часть Варандей-Адзвинской области, центральные районы Хорейверской впадины, юг Колвинского мегавала, а далее протягивалась узкой полосой вдоль восточных бортов Печоро-Кожвинского мегавала и Седухинского вала, захватывая южную часть о. Колгуев. На этих равнинах формировались мелко-среднезернистые пески, реже тонкослоистые песчано-алевритово-глинистые осадки озерного генезиса. Содержание последних возрастало по мере ослабления поступления обломочного материала.

Центральную и северную части Денисовского прогиба, Колвинского мегавала и Хорейверской впадины занимали прибрежные аллювиально-озерные равнины, с позднеаптского времени периодически заливавшиеся бореальным морем. Здесь накапливались мелкозернистые пески, алевроиты с растительным детритом, обитали илоеды, а в периоды морских ингрессий осаждались глинисто-алевритовые тонкослоистые осадки с фораминиферами.

Толщины апт-альбских отложений сильно искажены последующими размывами, в настоящее время достигают максимальных значений (до 300 м) в Тибейвисской депрессии и в Хорейверской впадине, устойчивое прогибание которых сохранялось с раннеюрской эпохи. Активное прогибание испытывала в это время территория, примыкавшая к Вашуткино-Талотинскому надвику, где в узкой полосе накапливались пески, обогащенные гальками и гравием, толщиной свыше 350 м. Ижма-Печорская синеклиза была отделена от основного

бассейна Печоро-Кожвинским поднятием, продолжавшимся на Седюяхинский вал. Осадко-накопление происходило лишь в северной ее части, где накапливались аллювиальные осадки: пески разнородные, в конце этапа мелкозернистые, алевролиты, глины с растительным детритом. Толщина составила около 50 м.

Поздне меловой этап отвечает стадии максимального распространения трансгрессии крупного аптско-поздне мелового этапа. В настоящее время верхнемеловые отложения (турон-маастрихт) распространены лишь в северо-восточной части Косью-Роговской впадины, залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя (Василенко, Миклухо-Маклай, 1964). Они, очевидно, связаны с ингрессиями моря из Западной Сибири через понижения на Уральской суше. Здесь накапливались пески олигомиктовые, кварц-глюконитовые с гравием, галькой, которые по мере развития трансгрессии сменялись опоками глинистыми, песчанистыми, алевролитовыми с "банками" устриц, с фораминиферами, радиоляриями. Толщина их достигает 185-250 м. В юго-восточной части Варандей-Адзвинской структурной зоны в позднем мелу, возможно, накапливались морские глауконитовые пески, которые трансгрессивно перекрыли апт-альбские образования.

4.5. Структурные результаты важнейших рубежей тектонической эволюции ТПСБ

Завершение каждого цикла и составляющих его стадий тектонического развития ТПСБ характерно формированием палеоструктурных планов, которые отображают тектонику бассейна на переломных рубежах его геологической истории. Смена этих палеоструктурных планов отмечается региональными и зональными поверхностями несогласия, разделяющими структурные этажи и подэтажи. Составленные для таких поверхностей палеогеологические карты отражают сложившуюся палеоструктуру этажа или подэтажа к моменту завершения его формирования в процессе тектонической эволюции ТПСБ. Окончание наиболее значимых структурных перестроек отмечается поверхностями несогласия, возникшими к началу следующих подразделений геохронологической шкалы: среднедевонской эпохи, джъерско-тиманского времени позднего девона, визейского века, пермского, триасового, юрского периодов.

Формационный состав фундамента байкалд может дать представление о его сложившейся структуре после завершения консолидации и перед началом формирования ТПСБ (прил. 1, лист 3; прил. 9). Территория байкальского пенеппена, в пределах которого развивался ТПСБ, располагалась между двумя разломами глубинного заложения – Западно-Тиманским на сочленении Русской эпикарельской и Тимано-Печорской эпибайкальской плит и Главным Уральским, обозначающим маргинальную часть последней. В Тиманском мегаблоке, рассечённом разломами северо-западной ориентировки и различного глубинного проникновения, выделяется зона терригенно-карбонатной формации быстринской серии, которая простиралась вдоль глубоководного склона Тимано-Уральского рифей-вендского подвижного пояса. На востоке мегаблока установлены небольшие палеовпадины, заполненные венд-раннекембрийской молассой. Печоро-Колвинская область (блок) Большеземельского мегаблока характерна целой системой разломов северо-западного простирания. Разломы некоторых систем (Припечорской, её Илыч-Чикшинской ветви, Подчерем-Каменской, Колвинской) имеют значительное глубинное проникновение. Восточная и северо-восточная части Большеземельского мегаблока, как и его Печоро-Колвинская область, а также Предуральский мегаблок сложены базальт-андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной серией. Этот район мегаблока, если судить по выходам протерозоя на Полярном Урале, также сложен рифейскими структурами северо-западного простирания с вендской молассой в синклиналиях. Между Печоро-Колвинской областью и восточными районами, ныне погребёнными под оса-

дочной толщей Предуральского прогиба, Западной и Центральной мегазон Урала, размещалась значительная по размерам палеовпадина, заполненная венд-раннекембрийской молассой. В современном структурном плане территория палеовпадины включает Хорейверскую впадину и Варандей-Адзвинскую структурную зону.

Таким образом, к началу каледонского тектогенеза в структуре байкалд после завершения коллизионной складчатости, консолидации и пенеппенизации, длительностью в 50 млн. лет (ранний - средний кембрий), наметились: Тиманское краевое поднятие с мелководными рифогенными образованиями быстринской серии; Ижма-Печорский блок с венд-раннекембрийскими впадинами; разделённый разломами на "клавиатуру" узких протяжённых блоков более низкого порядка Печоро-Колвинский блок, представляющий область активной денудации; венд-раннекембрийская впадина, охватывающая Хорейверский и Варандей-Адзвинский блоки и область анти- и синформ на востоке и северо-востоке (Приуральский мегаблок).

Тектонические подвижки каледонского цикла тектогенеза определили структурный план ТПСБ на рубеже раннего-среднего девона, который иллюстрируется палеогеологической картой (прил. 48). В его рисунке ещё проявляется унаследованность от структуры байкалд. Тектоническая активность в конце среднего девона – начале раннего франа (преддъерско-тиманское время) привела к полному размыву на некоторых площадях региона среднедевонских отложений, а также частичному уничтожению ордовикско-нижнедевонских и, в первую очередь, там, где среднедевонская седиментация отсутствовала. Поэтому предлагаемая вниманию палеогеологическая карта составлена для поверхности, образованной тремя фазами размыва: предсреднедевонской, преддъерской и предтиманской. Возрастной диапазон образования поверхности отмечен на карте особым знаком.

На западе региона выделяется обширное палеоподняtie, документируемое выходами рифей-венда под предсреднедевонско-преддъерскую (тиманскую) поверхность размыва. В его северной части находится грабен с силурийско-нижнедевонскими отложениями. Помимо современной Тиманской гряды, палеоподняtie распространялось и на Нерицкую ступень Ижма-Печорской синеклизы. Восточнее значительную часть последней занимала палеовпадина, заполненная базальной обломочной формацией нижнего ордовика в составе седьельской и нибельской свит. Северо-восточным и восточным ограничением раннеордовикской палеовпадины служила протяжённая Седюяхинско-Кипиевская рифей-вендская гряда, простиравшаяся вдоль Чаркаю-Пылемецкой ветви Припечорской системы разломов. Южнее, вдоль Илыч-Чикшинской ветви эта гряда перекрывается отложениями среднего-верхнего ордовика и силура, но продолжает оставаться восточным ограничением раннеордовикской палеовпадины. К северо-востоку от Седюяхинского участка гряды располагалась неглубокая Нарьян-Марская впадина с силурийскими отложениями. Её северным ограничением служило обширное поле рифей-вендских образований, среди которого имелись синклиналильные структуры с нижним девонem и верхним силуром. На юге и востоке Нарьян-Марская впадина открывалась в рифтогенную систему грабенов, приразломных ступеней и валов будущего Печоро-Колвинского авлакогена. Её основными структурами являлись: на крайнем западе – Лебединско-Кыргаёльская ступень; приразломный Шапкина-Юрьяхинский прогиб (односторонний грабен), заполненный ордовикско-нижнедевонской толщей; Лайско-Лодминский палеовал, рассечённый грабеном; и Колвинский грабен с толщей (3.5-4.0 км) ордовикско-нижнедевонских отложений, которые распределены по дизъюнктивным синклиналиям, разделённым выступами фундамента. Северным ограничением Печоро-Колвинской рифтогенной системы является Носовое поднятие (выступ) рифей-вендского фундамента. Вдоль его западного и восточного склонов на некоторое расстояние простираются приразломные Шапкино-Юрьяхинский и Колвинский прогибы. Восточнее последнего размещается обширный Боль-

шеземельский свод (поднятие), обозначаемый выходом нижнего силура и обрамляющей полосой верхнего. Свод занимает практически всю территорию современной Хорейверской впадины. Восточная и юго-восточная части ТПСБ представляют собой область перикратонного погружения в сторону Уральского палеоокеана. В эту перикратонную область с увеличением толщины осадочных образований открывается в районе современного Среднепечорского поперечного поднятия Печоро-Колвинская рифтогенная система.

Тектоническое развитие ТПСБ в начальную стадию герцинского цикла во многом наследовало схему предшествовавшего каледонского, особенно последней раннедевонской фазы. Наличие грабенов вдоль Припечорской и Колвинской систем глубинных разломов, относительно приподнятое положение всего Тимана, северной части современной Ижма-Печорской синеклизы, Большеземельского свода и перикратонное опускание на востоке и юго-востоке – характерная черта палеотектоники Тимано-Печорского региона в преддъерско-тиманское время. Среди изменений и новообразований следует выделить более активное формирование грабенов Припечорской системы (и её ветвей – Подчерем-Каменской и Илыч-Чикшинской), по сравнению с Колвинской (в раннем девоне ситуация была противоположной) и расширение силурийско-раннедевонского грабена Северного Тимана до Среднего. Морфологическая выразительность палеоструктурного плана начальной фазы ранней стадии герцинского тектогенеза была усилена общим подъёмом территории ТПСБ, сопровождаемым к тому же падением уровня моря, и размывом на значительной площади ранее накопившихся осадков. Основные палеоструктурные элементы, сформированные под дъерско-тиманской поверхностью несогласия, часто имеют досреднедевонское происхождение.

На западе ТПСБ под тиманской поверхностью несогласия продолжало существовать Тиманское палеоподнятие, сложенное складчато-метаморфическим фундаментом байкальц (прил. 49). Его центральная часть в северной половине рассечена грабеном, заполненным обломочными отложениями яранского и дъерского горизонтов нижнего франа, толщиной 200-400 м. На юге палеоподнятия грабены ограниченных размеров установлены в сводовой части современного Ухта-Ижемского вала. Западнее Припечорской системы разломов без особых изменений оставалась Седуяхинско-Кипиевская палеогряда, обозначаемая выходами рифей-венда под предтиманскую поверхность несогласия. Однако её южное продолжение в структуре дъерско-среднедевонско-яранских отложений не прослеживается. Территория современной Ижма-Печорской синеклизы между Тиманским и Седуяхинско-Кипиевским палеоподнятиями оставалась относительно приподнятой. На юге и юго-западе синеклизы отмечается последовательное наращивание отложений от среднего-верхнего ордовика до яранского горизонта нижнего франа.

Печоро-Колвинская система грабенов и разделяющих их продольных и поперечных поднятий с некоторыми изменениями интенсивности тектонических подвижек также сохранила основную направленность своего развития. Активное накопление обломочных формаций эйфеля и живета, толщиной 1000-2000 м, происходило в зонах Припечорской системы разломов и её Подчерем-Каменской ветви. Между Подчерем-Каменской и Илыч-Чикшинской зонами разломов, примыкая к последней обозначилось по выходам пород омринского горизонта Динъюское поднятие. Грабены Колвинской системы заполнены лишь 600-800-метровой толщей аналогичных отложений. Они контролируются кулисно подставляющими друг друга разломами эшелонированной системы. В пределах Шапкина-Юрьяхинского раннедевонского одностороннего грабена среднедевонские породы, толщиной до 700 м, присутствуют под преддъерской поверхностью несогласия только на юге, где этот грабен через трансферную зону примыкает к грабенам Припечорской системы разломов. Между Шапкина-Юрьяхинским односторонним грабеном и грабенами Колвинской системы глубинного разлома продолжал существовать крупный Лайско-Лодминский палеовал. Его центральная

часть осложнена грабеном, известным ещё с раннедевонского времени. В северной части этого грабена присутствуют среднедевонские толщи. Куполовидное Носовое палеоподнятие с выходом рифей-вендских пород под преддъерскую поверхность несогласия разделяет Шапкина-Юрьяхинскую и Колвинскую системы разломов севернее Лайско-Лодминского палеовала.

Поскольку палеогеологические очертания Большеземельского свода можно уверенно определить лишь для предтиманского времени выходом различных стратиграфических подразделений силура - нижнего девона под предтиманскую поверхность несогласия, то сравнительный анализ его палеоструктур в конце каледонского цикла и начале герцинского может быть очень условным. Поэтому на палеогеологических картах предсреднедевонского и преддъерско-тиманского времени конфигурация палеосвода и степень эрозии его силурийско-нижедевонских отложений под перекрывающимися тиманскими карбонатно-терригенными и, частично, саргаевскими карбонатными породами практически совпадают. На юго-восточном склоне свода по выходу полосы нижнего силура среди нижедевонского поля и простиранию дизъюнктивных нарушений намечаются признаки палеоструктуры, на месте которой впоследствии образуется гряда Чернышева.

Восточная часть ТПСБ и значительная территория юго-востока в преддъерское время представляли собой, как и ранее, область перикратонного опускания, но с гораздо меньшей амплитудой погружения, его полным прекращением в самом конце начальной фазы раннегерцинской стадии и даже денудацией. Синклиальная структура, фиксируемая эйфельскими отложениями среди нижедевонских размещается на участке Хайпудырской котловины будущей Варандей-Адзвинской структурной зоны.

В закономерностях ориентировок крупных палеоструктурных элементов ТПСБ в начальную стадию герцинского цикла на значительной части его территории преобладали тиманские северо-западные направления. Однако восточная перикратонная область подчинена уже простираниям уральских приокеанических образований (глубоководным склонам окраинного моря). Самые северные палеоструктуры ТПСБ, обозначенные выходами рифей-венда среди поля девонских отложений, имеют широтную ориентировку, что, видимо, объясняется влиянием Грампианского подвижного пояса.

Тектонические подвижки и резкое понижение уровня моря на рубеже турнейского и визейского веков привели к превращению значительной части ТПСБ в область денудации, на востоке и севере переходившую в низменную болотистую равнину, которая периодически затоплялась морем. Стабильный морской режим сохранился лишь на крайнем северо-востоке и востоке, где стратиграфического перерыва между турнейскими и визейскими отложениями нет, или он ничтожный (Косью-Роговская и Коротайхинская впадины, юго-восточные районы Верхнепечорской). Поверхность несогласия между среднедевонско-турнейским и визейско-триасовым структурными этажами подстилается породами от рифея до турне. Перекрывающие её слои имеют, за немногим исключением, позднекожимский возраст на востоке, северо-востоке и севере региона, а также на Печоро-Кожвинском мегавале и севере Печоро-Колвинского авлакогена. Остальная часть региона перекрыта породами окского и частично серпуховского возраста. Таким образом, поверхность несогласия образована в течение раннекожимского и, в более редких случаях, кожимского и раннеокского времени.

Результаты тектонических подвижек в завершающую фазу ранней стадии герцинского тектогенеза, несмотря на усилившееся влияние области Приуральского перикратона, во многом оказались подобными таковым в предсреднедевонское и преддъерско-тиманское время. Приподнятыми оставались Тиман и значительная часть современной Ижма-Печорской синеклизы (прил. 50). На Тимане по распространению ниже-среднефранских поддоманиковых отложений среди верхнефранских выделяется крупное палеоподнятие (мегавал),

простирающийся почти на 500 км от верховьев р. Цильмы до р. Вычегды. В границах палео-мегавала, на месте современных Четласской и Цилемской структур, а также Вьмской гряды оконтурены выходы складчато-метаморфического рифейско-вендского фундамента. На севере Тимана также установлен палеовал с отложениями от рифея до нижнего франа. Территория Ижма-Печорской синеклизы представлена моноклиной от Палеотимана до Припечорской системы разломов. В Печоро-Колвинской области узкие поля турнейских отложений вдоль Припечорской и Колвинской систем разломов свидетельствуют о продолжении погружений в грабеновых прогибах, хотя формирование среднедевонско-турнейского структурного этажа завершилось с первыми признаками инверсии тех же грабенов. Малоамплитудные локальные структуры появились на месте современного Колвинского мегавала и Шапкина-Юрьянского вала. Между грабенами Припечорской, Шапкина-Юрьянской и Колвинской систем картируются Лайско-Лодминское палеоподнятия в современном Денисовском прогибе и Диньское – в Верхнепечорской впадине. Глубокому размыву, до нижнего франа, подвергался Большеземельский свод, сохранив свои размеры. Имеются признаки появления палеоподнятий в ВАЗ. Восток ТПСБ, как и в предшествующие стадии, представлен областью перикратона.

Тектонические подвижки предпермского периода внесли существенную корректировку в структурный план Тимано-Печорской плиты. Так, перед фронтальной зоной заложеного в касимовском веке в окраинном море замыкаемого Уральского палеоокеана и мигрирующего на запад Предуральского краевого прогиба с его коллизионными компонентами – флишем и молассой на территории современного Приуралья и Пай-Хоя образовались крупные палеоподнятия (прил. 51). Вырисовались контуры Сарембой-Леккейгинской палеоструктуры и других дислокаций ВАЗ, мегавалов и валов Печоро-Колвинского авлакогена (Печоро-Кожвинского и Колвинского, Шапкина-Юрьянского). На востоке Ижма-Печорской синеклизы, в полосе Ильч-Чикшинского разлома обозначилась Мичаю-Пашнинская палеоструктура. Другая палеоструктура занимала территорию современных Среднепечорского и Тиманского поднятий. Ижма-Печорская синеклиза, как и Хорейверская впадина, впервые выступила в качестве структуры с нисходящими тенденциями тектонических движений. Активность Тимана в значительной мере не проявлялась.

Результатом пермского этапа тектогенеза оказалось не только расширение на запад Уральского орогена и смежного с ним краевого прогиба, но и одновременное продолжение конседиментационного развития структур, наметившихся к началу позднепермской стадии тектогенеза (прил. 52). В то же время ряд крупных структур доорогенного заложения (Большеземельский свод, палеоподнятия в центральной части Ижма-Печорской синеклизы) утратили, особенно в верхнепалеозойских отложениях, свою структурную целостность. Контрастные тектонические подвижки на рубеже поздней перми и триаса привели к структурному оформлению в качестве самостоятельных элементов Седухинского поднятия, Лебединского и Мутноматерикового валов Печоро-Колвинского авлакогена, где структуроформирующий подъём был особенно значительным (предтриасовая денудация достигла франских отложений). В Варандей-Адзвинской структурной зоне наметился крупный палеосвод (свод Зенченко), который не только поглотил ранее существовавшие здесь палеоструктуры – Сарембой-Леккейгинскую и на месте современных валов Сорокина и Гамбурцева, но и распространился на северо-восточные участки Хорейверской впадины (в значительной степени) и западные Коротайхинской (в меньшей степени). Глубина предтриасового размыва на этом палеосводе достигла нижнего и среднего карбона. Предполагаемые поля распространения нижней перми и уфимского яруса верхней намечают положение крупной Палеотиманской структуры.

Триасово-раннеюрский этап тектогенеза подвёл итоги всему процессу структурной эволюции ТПСБ на протяжении герцинского цикла. С ним связано завершение развития структурного плана бассейна, близкого к современному (прил. 53). Главной особенностью этого этапа являлись структуроформирующие движения двух типов. К первому типу относятся тангенциальные движения, приведшие к образованию складчато-покровных структур западной зоны Северного и Полярного Урала и внутренней зоны краевого прогиба, а несколько позднее (в юре) и Пай-Хоя. Второй тип характерен возобновлением высокоамплитудных (400-1000 м) подвижек по разломам допалеозойского и раннепалеозойского заложения на Тимане и в Печоро-Колвинском авлакогене. Сочетанию вертикальных и тангенциальных движений, очевидно, обязаны шовные чешуйчато-блоковые структуры гряд Чернышева и Чернова, Вашуткина-Талотинских дислокаций, дизъюнктивных валов Варандей-Адзвинской структурной зоны. Время активного проявления движений второго типа падает на ранний триас и поздний триас-юру. В среднем триасе территория бассейна испытывала общий наклон в сторону Южно-Баренцевоморской впадины. В области денудации оказались южная часть Варандей-Адзвинской структурной зоны и практически вся территория Косью-Роговской впадины.

Отложения мезозойско-кайнозойского цикла, залегающие со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на различных структурно-формационных подразделениях герцинид, образуют верхние структурные этажи платформенного чехла, принадлежащие уже Печорской наложенной синеклизе. Распределение осадков среднеюрско-четвертичного возраста свидетельствует о региональном наклоне Тимано-Печорской плиты в северном направлении. Наибольшая активность положительных неотектонических движений падает на олигоцен-миоцен. Поздний плиоцен – ранний миоцен характерны преобладанием нисходящих движений. Тем не менее, общее воздымание Печорской синеклизы оценивается в несколько сотен метров. Подвижки происходили дифференцированно по блокам. Очертания мозаично-блоковых неотектонических структур Печорской синеклизы определялись взаимным наложением разломов тиманского и уральского простираний. Характер вертикальных движений на севере синеклизы способствовал региональному опусканию, а на юге – воздыманию. Унаследованность не проявляется, за исключением гряд Чернышева, Чернова и двух северных впадин краевого прогиба. Тиманский кряж также отличается унаследованностью движений, чего нельзя сказать о структурно-формационных зонах Урала, хотя амплитуды воздымания последнего составили 1000-1800 м.

Последовательный анализ геологической истории Тимано-Печорской элибайкальской плиты показал, что в её границах в результате региональных тектонических процессов, приходившихся на разные геологические эры, имевших различную масштабность конечных результатов, образовался сложнопостроенный гетерогенный осадочный бассейн орогенно-платформенного типа.

4.6. Магматизм ТПСБ

Тиманский мегаблок фундамента в рифее и венде развивался как пассивная окраина континента, что и определило особенности немногочисленных проявлений магматизма этой части Тимано-Печорского региона. Континентально-толеитовый базальтовый вулканизм (диабазы) и его глубинное отражение – габбро-диабазы фиксируют заложение рифтовой структуры на месте современного Тимана. Магматизм зрелого рифта отсутствует; вероятнее всего, тиманский рифт прекратил своё развитие до стадии раскрытия. В Ижма-Печорской синеклизе, особенно в восточной части, встречаются небольшие гранитные плутоны, вероятно, сингенетичные гранитам, развитым по всей территории ТПСБ (прил. 54). Более молодые

магматические комплексы Тимана соответствуют стадии платформенной стабилизации. Это - северотиманский габбро-сиенит-гранитный комплекс, представленный сложной ассоциацией магматических горных пород и включающий оливин-керсутитовое габбро, щелочные габброиды, щелочные нефелиновые и нефелиновые сиениты, гранитоиды, четласский (Средний Тиман) комплекс щелочных пикритов и карбонатитов, а также вскрытые скважиной 4-Изкось-Гора (Южный Тиман) субщелочные сиениты.

Большеземельский мегаблок в конце рифея и венде представлял собой вулканоплутонический пояс. Внутри его обособлялись островные дуги и микроконтиненты. Одна сутурная зона фиксируется по геофизическим данным в Варандей-Адзвинском блоке Большеземельского мегаблока (Костюченко, 1994). Она, видимо, продолжается далее на юго-восток по цепочке интенсивных гравимагнитных аномалий до района Енганэпэ (Полярный Урал), где известны реликты древних офиолитов с возрастом 670 млн. лет (Khain, 1999), представленные серпентинитами, офиокальцитами, базальтами, прорванными диоритами и плагиогранитами. Второй сутурной зоной древнего подвижного пояса является современная Припечорская зона разломов. Это подтверждается геохимическими особенностями магматических пород этого района, имеющих океаническую островодужную природу (Довжикова, 2000). Немногочисленными скважинами вскрывается широкий спектр плутонических пород, относимых к габбро-гранит-плагиогранитовой, габбро-пироксен-дунитовой и габбро-гранитовой формации – габбро, амфиболиты, габбро-диориты, диориты, гранодиориты (прил. 9). Вулканические породы также очень широко развиты в Большеземельской части региона и на Урале. Это производные островодужных базальт-андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной, базальтовой и контрастной базальт-трахибазальт-риолитовой серий. Представлены они преимущественно зеленокаменными породами – базальтами, андезитами, туфами, туффитами, дацитами, риолитами и другими. По гравимагнитным данным в Припечорской зоне разломов предполагается широкое развитие ультраосновного магматизма. Данные о возрасте вулканитов и основных магматитов отсутствуют, но известно, что коллизионные или, возможно, позднеостроводужные (V. Pease и др.) граниты, прорывающие эти породы, имеют возраст 550-560 млн. лет. (Gee, 1998).

Гранитные массивы Приполярного и Северного Урала изучались многими исследователями, данные по их возрасту и генезису иногда противоречивы. По результатам последних геохронологических исследований рубидий-стронцевым и уран-свинцовым методом по циркону большинство гранитоидов Приполярного Урала имеют датировки от 487 до 639 млн. лет и относятся к доуралидам (Андреичев, 1999).

Платформенный магматизм ТПСБ широко представлен континентальными трапповыми вулканогенными комплексами, относящимися к двум стратиграфическим уровням: средне-верхнедевонскому и нижнетриасовому (прил. 54). Но проявление платформенного магматизма начинается с кимберлитов, наблюдаемых в небольших объемах на Среднем Тимане. На сегодняшний день на Выско-Вольской гряде известны три неалмазоносные трубки, представленные кимберлитовой брекчией с обломками массивных кимберлитов, оливинных мелилититов, реже сланцев, эклогитов, слюдитов, перидотитов. Трубки прорывают толщу рифея и перекрываются отложениями франского яруса верхнего девона. Проведённые исследования на абсолютный возраст по циркону из кимберлита трубки Умбинской дали цифру 400 млн. лет (Савченко, 1990).

Средне-верхнедевонские траппы широко распространены на территории ТПСБ, в том числе и на Тимане, и связаны с грабенообразованием в результате общего растяжения территории. Этот процесс сопровождался формированием цепочек вулканических аппаратов вдоль магмаконтролирующих разломов – Восточно-Тиманского, Шапкино-Юрьянского, Припечорского, Западно-Колвинского и других. Породы представлены базальтами и долеритами,

оливиновыми или кварцсодержащими, значительно реже андезито-базальтами, кварцевыми долеритами и гранофирами.

Излияния базальтов на рубеже перми и триаса имели преимущественно трещинный характер и связаны с активизацией разломов глубокого заложения в районе гряд Чернышлева и Чернова, на Пай-Хое и в ВАЗ. Активизация была связана с эпохой триасового рифтообразования и излиянием базальтов на обширной территории Евразийского континента – от Восточно-Сибирской плиты до Тимано-Печорской. Эти породы отличаются невысокой степенью дифференциации и сравнительно однообразным химико-минеральным составом. Возраст трапповых пород устанавливается, главным образом, по положению покровов в фаунистически и палинологически охарактеризованном разрезе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По своей природе Тимано-Печорский седиментационный бассейн является гетерогенным как в отношении структуры, так и состава слагающих его формаций. Изучение этого сложно построенного сегмента Восточно-Европейской платформы основывалось на воссоздании эволюции как ТПСБ в целом, так и отдельных его элементов. Помимо традиционных направлений, включающих расчленение и корреляцию разрезов осадочного чехла на основе биостратиграфии, литолого-фациальный и палеоструктурный анализы, был привлечён анализ периодичности процесса осадконакопления. Его суть состоит в установлении закономерностей влияния относительных изменений уровня моря и тектонических подвижек на динамику и зональность осадконакопления. Выделенные при таком методическом подходе геологические тела имеют эволюционно-генетическую (событийную) природу и представлены в виде секвенций.

Структурный этаж каледонского тектонического цикла (нижнепалеозойский) подразделён на четыре секвенции: верхнекембрийско-нижнедевонскую, средне-верхнеордовикскую, нижнесилурийско-лудловскую и пржидольско-нижнедевонскую. Герцинско-раннекембрийский цикл включает в нижний среднедевонско-турнейский структурный этаж одну секвенцию, а в верхний визейско-триасовый - четыре секвенции: визейско-серпуховскую, средне-верхнекаменноугольную, пермскую и триасовую. Образование триасовой секвенции в условиях с признаками рифтогенеза (Коротайхинская, Большесынинская впадины, ВАЗ) указывает на подготовительный этап к новой тектонической обстановке – формированию в течение позднекембрийско-альпийского цикла Печорской синеклизы, являющейся типичной плитной наложенной структурой надпорядкового ранга. В чехле Печорской синеклизы намечены нижнеюрская, среднеюрская, верхнеюрско-неокомская, апт-альбская и нижнемеловая секвенции.

Сложившаяся к настоящему времени структура Тимано-Печорского седиментационного бассейна и характер заполняющих его формаций, составляющих вышеперечисленные секвенции, являются результатом стадийности тектонического развития. Эта стадийность синхронизировалась в большей степени с эволюцией Уральского подвижного пояса и в меньшей – с тектоническими процессами Русской и Свальбардской плит. Все имевшие место там процессы находили своё отражение на смежной Тимано-Печорской эпибайкальской плите, где заложился и развивался ТПСБ. В геологической истории этих крупнейших тектонических элементов земной коры установлены три основных цикла – каледонский, герцинско-раннекембрийский и ныне продолжающийся мезозойско(позднекембрийско)-альпийский. В течение первых двух заложился, прошёл все стадии развития и превратился в складчатый ороген Уральский подвижный пояс. Одновременно на смежной эпибайкальской плите фиксируются рифтогенный и последующий инверсионный этапы, а на её востоке – длительный период перикратонных опусканий, которые сменились периодом складчатости и горообразования в результате коллизионных процессов Уральского подвижного пояса. Мезозойско-кайнозойский тектонический цикл примечателен изостатическим выравниванием. Его следствием стали вертикальные подвижки крупных блоков Тимано-Печорской плиты и пенепленизированной Уральской складчатой системы. С этим явлением связано образование Печорской наложенной синеклизы и возрождённого Уральского орогена.

На формирование структуры осадочного чехла ТПСБ, особенно в начальные этапы, значительное унаследованное влияние по направленности и динамике подвижек оказали крупные тектонические элементы байкалид. Байкальский складчатый фундамент неоднороден по составу и степени консолидации. Системами Припечорского и Илыч-Чикшинского глубинных разломов, простирающимися в северо-западном направлении от Урала до устья р. Печоры, территория бассейна делится на две области – Тиманскую и Большеземельскую с различным строением фундамента. В юго-западной, Тиманской области распространены рифейские метаморфические сланцы с кварцитами и гранито-плутоническими образованиями, придавшими этой части плиты относительную тектоническую стабильность. Северо-восточная Большеземельская область характерна неоднородностью степени консолидации фундамента, возраст которого определяется как более молодой - венд-раннекембрийский. Участки повышенной жёсткости с кислым магматизмом здесь чередуются с зонами повышенной проницаемости, где развиты базитовые формации. Раздел двух областей байкалид примечателен наличием относительно широкой полосы (до 130 км) довольно компактного сочетания участков базитового и гранитоидного вулканизма, чем объясняются неоднократные возобновления её тектонической активности в платформенный период развития, когда она получила структурное выражение в виде Печоро-Колвинского авлакогена. Восточнее этой мобильной полосы, ограниченной системами глубинных разломов (на западе Припечорской, а востоке – Колвинской), в строении байкальского фундамента, наряду с базальтоидно-эффузивной и позднеорогенной молассовой формациями, существенная роль принадлежит гранито-гнейсовым куполам, участки распространения которых отличались стабильным тектоническим развитием.

Таким образом, к началу образования осадочного чехла в системе байкалид ТПСБ обозначился ряд крупных структурно-формационных блоков северо-западного простираения различной тектонической активности, с которыми в фанерозойской геологической истории бассейна связано развитие его основных структур – Тиманского кряжа, Ижма-Печорской синеклизы, Печоро-Колвинского авлакогена, Хорейверской впадины и Варандей-Адзввинской структурной зоны, Предуральского прогиба.

В раннепалеозойский (каледонский) цикл (стадию) развития, когда на крайнем востоке эпибайкальской плиты произошло рифтообразование с последующим разрастанием Уральского палеоокеана, а в её центральной части и на северо-востоке появились грабены, заложившие структурную основу таких крупных рифтогенных и впоследствии инверсионных тектонических элементов как Печоро-Колвинский авлакоген и Варандей-Адзввинская структурная зона, началось интенсивное формирование ТПСБ. В неширокой области рифтообразования бассейн принадлежал к типу бассейнов окраинно-континентальных (периконтинентальных) рифтов. Вскоре он оказался перекрытым отложениями бассейна, относящегося уже к типу пассивных континентальных окраин. Западнее, в пределах Печоро-Колвинского авлакогена одновременно с бассейном пассивной окраины, распространившимся на значительную часть внутреннего шельфа Тимано-Печорской эпибайкальской плиты, развивался суббассейн, близкий к типу внутриконтинентальных рифтов.

Тектонические подвижки на рубеже раннего-среднего девона не изменили дивергентный стиль геодинамической эволюции ТПСБ, который сохранялся на начальной стадии герцинского цикла (средний девон-турне). Бассейн пассивной окраины расширился до современного Тиманского кряжа, где в среднем-позднем девоне появились признаки рифтогенеза, в дальнейшем, однако, прекратившегося. В Печоро-Колвинском авлакогене режим внутриконтинентального рифтогенеза ещё продолжался. Конвергентный период приходится на заключительную (визе-триас) стадию герцинско-раннекембрийского тектогенеза. В Уральском подвижном поясе началась коллизионная перестройка, приведшая к складчатости и горообра-

зованию, в которые вовлекались не только формации континентального подножия, но и окраины элибайкальской плиты. Инверсия рифтогенных прогибов вследствие сжатия и превращения их в валы и мегавалы установлена в пределах Печоро-Колвинского авлакогена и, в меньшей степени, на Тимане. Бассейн пассивной окраины на востоке региона, где перед фронтом надвигавшегося на запад Уральско-Колвинского складчатого сооружения возник краевой прогиб, постепенно трансформировался в бассейн перирогенного типа со свойственными ему морской и континентальной молассами. Образование наложенной (юрско-кайнозойской) Печорской синеклизы с её пликативными структурными формами, эпиплатформенный вторичный орогенез Урала и блоковые подвижки Тимана свидетельствуют о том, что в новейший этап геологической истории ТПСБ изостатические явления с их вертикальными движениями пришли на смену тангенциальным. Строение осадочного чехла и основных структурных элементов ТПСБ наглядно иллюстрируется тремя геолого-геофизическими разрезами (прил. 57, 58, 59).

Таким образом, формирование гетерогенной структуры ТПСБ явилось результатом как смены бассейнов различных типов по времени, так и латерального их сопряжения. Суммарный эффект всех палеобассейнов позволяет считать, что ТПСБ принадлежит к перикратонной группе бассейнов, её орогенно-платформенному типу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала // Научные доклады, вып. 413. Сыктывкар. 1999. 45с.
2. Антошкина А.И. Нижнепалеозойские рифогенные комплексы Приполярного Урала // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 67. Сыктывкар. 1988. С. 22-31.
3. Антошкина А.И. Литолого-палеогеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала // Литология и геохимия осадочных формаций северо-востока Европейской части России. Тр. инст. геологии Коми НЦ УрО РАН, вып. 79. Сыктывкар. 1992. С. 20-33.
4. Безматерных Е.Ф., Сецин Б.В., Шипилов Э.В. и др. Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Мурманск. 1993. 184 с.
5. Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1991, № 12. С. 106-117.
6. Богацкий В.И., Жемчугова В.А. Система рифогенных образований Тимано-Печорской провинции и их перспективность // Наследие А.Я.Кремса в трудах Ухтинских геологов. Сыктывкар. 1992. С. 97-114.
7. Богацкий В.И., Богданов Н.А., Костюченко С.Л. и др. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря северной части Европейской России масштаба 1:2500000. Институт литосферы РАН. М. 1996. 94с.
8. Борисов А.В., Винниковский В.С., Тяньгин И.А., Федоровский Ю.Ф. Шельф Баренцева и Карского морей – новая крупная сырьевая база России (особенности строения, основные направления дальнейших работ) // Геология нефти и газа. 1995, № 1. С. 4-8.
9. Василенко Я.Я., Миклухо-Маклай А.Д. Новые данные о верхнемеловых отложениях Усинско-Роговского междуречья // Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР. М. Недр. 1964. С. 163-168.
10. Вассоевич Н.Б., Бергер М.Г. Седиментационная цикличность // Справочник по литологии. М. Недр. 1983. С. 68-84.
11. Гафаров Г.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований // Труды ГИН АН СССР. 1963. вып. 85.
12. Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л. Наука. 1987. 169 с.
13. Гецен В.Г. Модель развития земной коры северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии. Сыктывкар. 1971. 27 с.
14. Дедеев В.А., Запорожцева И.В. Земная кора Европейского северо-востока СССР. Л. 1985. 96 с.
15. Демина В.Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана. М. Наука. 1977. 135 с.
16. Довжикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пиис В.Л. Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимано-Печорской плиты в свете новых данных // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Всероссийского петрографического совещания. Т. IV. Сыктывкар. 2000. С. 49-52.
17. Драган-Суцова Л.А. Рельеф фундамента Печорской плиты на суше и на акватории // БМО-ИП, отд. геол., 1991, т. 66, вып. 2. С. 21-28.
18. Жемчугова В.А. Верхний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). Сыктывкар. 1998. 160 с.
19. Журавлев В.С., Гафаров Г.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы // Докл. Акад. Наук СССР. 1959, т. 128, № 5.
20. Калитин И.З., Шабанова Г.А. Развитие Тимано-Печорского седиментационного бассейна в мезозое // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Новые резуль-

- таты и новые перспективы. Материалы XIII геологического съезда республики Коми. т. II. Сыктывкар. 1999. С. 103-106.
21. Колантар И.З., Шабанова Г.А. Палеогеография и история геологического развития Северного Предуралья в юре и мелу // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 20-26.
 22. Королюк И.К., Максимова С.В. К классификации карбонатных формаций // Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для истории геологических реконструкций. М. БМОИП. 1980. С. 74-83.
 23. Косточенко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы международного совещания "Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов" (Опалиха, 12-15 мая 1993). Москва. 1994. С. 121-133.
 24. Кравец В.С., Чирва С.А. Палеогеография Тимано-Уральской области в поздней юре // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск. Наука. 1983. С. 165-179.
 25. Куликова Н.К. Строение и палинostrатиграфия континентальной юры Тимано-Печорской области // Тезисы докладов второго международного симпозиума "Био- и секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов". СПб. ВНИГРИ. 1997. С. 53-54.
 26. Кузнецов В.Г. Эволюция и цикличность палеозойского рифообразования в пределах России и смежных государств // Литология и полезные ископаемые. М. Наука. 1996. № 2. С. 115-126.
 27. Ларионова З.В., Богацкий В.И., Еременко В.И. Применение секвенсстратиграфии в практике геологических исследований в Тимано-Печорской провинции // Секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ. Тезисы докладов 1-ой Международной конференции. СПб. 1995. С. 25-26.
 28. Ларионова З.В., Богацкий В.И. и др. Эволюция Тимано-Печорского седиментационного бассейна (с позиций sequence stratigraphy) // Тезисы докладов второго международного симпозиума "Био- и секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов". СПб. ВНИГРИ. 1997. С. 54-55.
 29. Ларионова З.В., Галкина Л.В. и др. Закономерности строения осадочного чехла Тимано-Печорской плиты // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 5. С. 9-18.
 30. Лозовский Вл. Р. Раннетриасовый этап развития западной Лавразии. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М. 1992. 51 с.
 31. Львов С.В. Юрские отложения Севера Русской плиты. Екатеринбург. 1996. 139 с.
 32. Мартынов А.В. Литолого-фациальные критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб. 1998. 28 с.
 33. Мельников С.В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб. Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ. 1999. 136 с.
 34. Муравьев И.С. Карбон Печорского Приуралья. Изд.-во Казанского ун-та. Казань. 1968. 225 с.
 35. Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В., Ларионова З.В. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических). Ухта. 2000.
 36. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгачско-Новоземельского региона. Под ред. Л.В. Нехорошевой. Л. ВНИИОкеангеология. 1981. 205 с.
 37. Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана. Труды МСК, т. 24. СПб, Наука. 1997. 288 с.
 38. Парначев В.П., Варлаков А.С., Раевский А.Н. Позднедокембрийские офиолиты в структуре Урала // Тектоника магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск-Миасс. 1985. С. 72-74.
 39. Пермская система земного шара // Путеводитель геологических экскурсий. Часть IV. Разрезы пермской системы Приполярного Урала. Свердловск. 1991. 61 с.
 40. Пучков В.Н. Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М. Наука. 1979. 260 с.

41. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997, № 4. С. 42-61.
42. Пыстин А.М. Сравнительная характеристика хобейнского, неркаюского и хордьюского метаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск. 1984. С. 50-59.
43. Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-фациальные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. Акад. Наук СССР. 1997. т. 352. № 4. С. 507-510.
44. Савченко Н.А., Скрипченко В.А., Боронтова С.В. Об изотопном и относительном возрасте кимберлитов Восточно-Европейской платформы // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев. 1990. С. 140-143.
45. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Гурари Ф.Г. и др. Динамика накопления мезозойско-кайнозойского осадочного слоя Западно-Сибирского бассейна // Геология и геофизика. 1997. т.38. № 5. С. 919-926.
46. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема // Геология и геофизика. 1984, № 8. С. 3-11.
47. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987, № 9. С. 3-11.
48. Сурков В.С., Коробейников В.П., Краевский Б.Г. Новое в тектонике Сибири // Отечественная геология. 1999, № 1. С. 3-7.
49. Сулова В.В., Танасова С.Д. Цикличность осадконакопления нижнего триаса Песчаноозерской площади // Геология, нефтегазоносность Европейской части СССР. Тюмень. 1989. С. 37-43.
50. Тимошин Н.И. Тектоника гряды Чернышева (Северное Приуралье). Л. Наука. 1975. 115 с.
51. Удовиченко Л.А., Данилевский С.А. Геологическая эволюция Варандей-Адзвинской структурной зоны в позднем палеозое и раннем мезозое в связи с распределением залежей нефти // Геология и прогноз нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. Л. 1984. С. 74-83.
52. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000, № 6. С. 3-4.
53. Цыганко В.С. Седиментационные перерывы в девоне северо-востока Европейской части СССР // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского северо-востока СССР. Тр. X геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар. 1987. С. 40-45.
54. Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края // Тр. ВНИГРИ, вып. 91. 1955. 404 с.
55. Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Черных В.В. Верхний палеозой бассейна р. Щугор // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып.2. Екатеринбург. 1999. С. 38-79.
56. Шатров В.П. Корреляция тектонических событий допалеозоя, палеозоя и мезозоя северного сегмента Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда республики Коми. Сыктывкар. 1999. С. 69-71.
57. Gee D.G., Beliakova L., Larionov A., Pease V., Dovzikova E. Vendian granites in the neoproterozoic Basement beneath the Pechora Basin: new Pb/Pb evaporation Ages. - Internat. Conf. Arctic Margins, ICAM III (abstracts), Celle (Germany), 12-16 October, 1998, P. 65-66.
58. Haq В. U., J. Harenbol, and P.R. Vail. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in C.K. Wilgus et al., eds., Sea-level change: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42. 1988, p. 71-108.
59. Khain E. V., Bibikova E. V., Degtyarev K.E. et al. The Paleo-Asian Ocean in the Neo-Proterozoic and Early Paleozoic: New isotope geochronological data. In: Geological development of Proterozoic pericratonic and paleoceanic structures of northern Eurasia. St. Petersburg: Tema. 1999. P. 175-181
60. Menner V. V. Mid-Palaeozoic greenhouse anoxic and eustatic events in the Timan, Urals and Western European regions. M. 1998.

61. Vail P.R., R.M.Mitchum, and S.Thompson, III. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, in C.W.Payton, ed., Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, 1977, p. 63-97.

62. Vail P.P. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure, in A.W. Bally, ed., Atlas of seismic stratigraphy, v.1: AAPG Studies in Geology 27, 1987. p. 1-10.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава 1. Структура Тимано-Печорского седиментационного бассейна	5
Глава 2. Методика стратиграфических и литолого-фациальных исследований	18
Глава 3. Расчленение и корреляция разнофациальных отложений фанерозоя (с позиции секвенстратиграфии)	22
3.1. Секвенции каледонского (нижнепалеозойского) структурного этажа	25
3.2. Секвенции герцинско-раннекиммерийских (среднепалеозойско-нижнемезозойских) структурных этажей	37
3.3. Секвенции позднекиммерийско-альпийского структурного этажа	54
Глава 4. Анализ стадийности тектонического развития Тимано-Печорского седиментационного бассейна в фанерозое	58
4.1. Краткая характеристика внутреннего строения байкальского фундамента и особенности его консолидации	59
4.2. Каледонский цикл	63
4.3. Герцинско-раннекиммерийский цикл	74
4.4. Позднекиммерийско-альпийский цикл	100
4.5. Структурные результаты важнейших рубежей тектонической эволюции ТПСБ	106
4.6. Магматизм ТПСБ	111
Заключение	114
Литература	117

Научное издание

ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН

(объяснительная записка к "Атласу геологических карт", 2000)

Ларионова Зинаида Владимировна
Богацкий Владимир Иосифович
Довжикова Елена Геннадиевна
Галкина Любовь Васильевна
Ермакова Ольга Леонидовна
Костыгова Полина Кирилловна
Куранова Татьяна Изосимовна
Мартынов Андрей Вениаминович
Москаленко Константин Александрович
Никонов Николай Иванович
Шабанова Галина Алексеевна

Отпечатано с готового оригинал-макета
в КОГУП "Кировская областная типография". 610000, г. Киров, Динамовский пр., 4.

Лицензия ЛР № 010119 от 23.04.1998 г.

Подписано к печати 25.09.2002. Формат 60x84^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Times New Roman Суг. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 13,95. Тираж 200. Заказ 4032.