

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ИСТОРИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
СЕВЕРНОГО ПРИУРАЛЬЯ
В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551. 733

ИСТОРИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
СЕВЕРНОГО ПРИУРАЛЬЯ
В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

(ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К АТЛАСУ
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Ленинград

1972

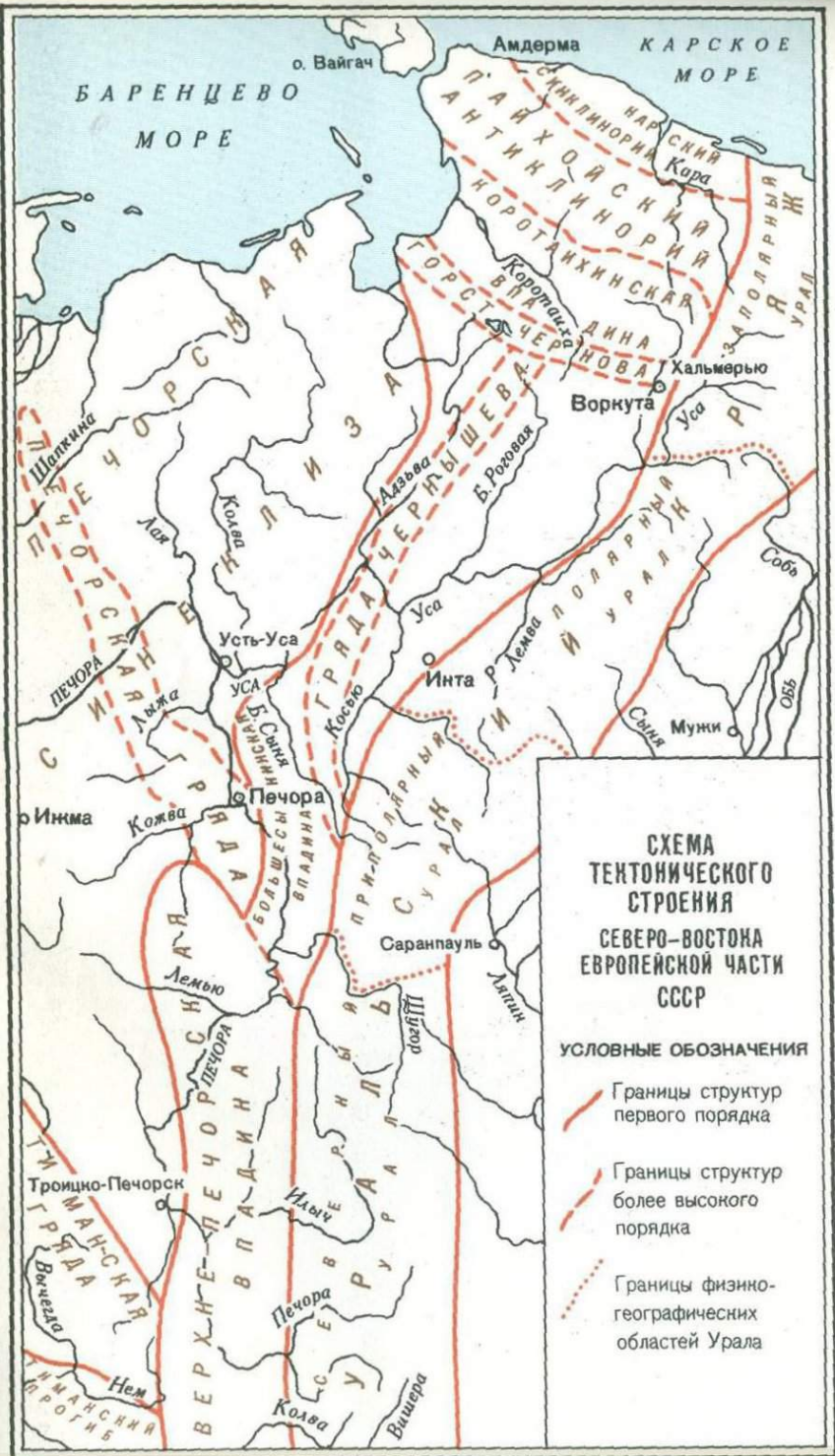
475

История геологического развития Северного Приуралья в палеозое и мезозое (объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт). Коллектив авторов. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971, стр. 1—107.

На основании большого литературного материала, а также новых данных, полученных авторами в процессе проведенных ими многолетних исследований, впервые подготовлен атлас палеогеографических, палеотектонических и палеогеологических карт для северо-востока Русской платформы и севера Урала в масштабе 1:2 500 000. Карты составлены с использованием известных методик (в отдельных случаях получивших дополнения) для следующих геологических периодов: ордовик (поздний), силур, девон, карбон, пермь, триас, юра, мел. Объяснительные записки, составленные к каждой карте, отражающей эпоху или век, посвящены описанию фациальных зон, литологических комплексов, формаций, тектонических процессов, перспективам обнаружения полезных ископаемых осадочного происхождения. Указывается, что на рассмотренной территории в течение почти всего палеозоя (до начала поздней перми) существуют устойчивые структурно-формационные зоны: эффузивная, сланцевая и известняковая. Выявлена ведущая роль тектогенеза в осадконакоплении, хотя распространение литологических компонентов формаций не всегда совпадает с конфигурацией изопахит на палеотектонических картах. Климат на протяжении изученных периодов был теплым и от ордовика к мелу изменялся в сторону похолодания. Как ведущий фактор в образовании осадочных пород климат выступает в эпохи крупных регрессий и обмелений: в девоне в таких условиях образуются залежи гипса и ангидрита и латеритная кора выветривания, в карбоне и перми — пласты угля, и т. д. Выделены четыре этапа формирования нефтегазовых месторождений: ордовикско-раннекаменноугольный, каменноугольно-раннепермский, пермско-триасовый и послетриасовый. Карт — 46, библи. — 98, рис. — 1, прилож. — 3.

Ответственный редактор
канд. геол.-минералог. наук В. А. ЧЕРНЫХ





ВВЕДЕНИЕ

Палеогеографическая реконструкция геологического развития земной коры является необходимым этапом обобщения многочисленной геологической информации, накопленной к настоящему времени. В Советском Союзе имеется опыт составления крупных сводных работ: в 1952 г. был составлен Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы, масштаб 1:3 000 000; в 1960 г. — Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, масштаб 1:5 000 000; готовится к изданию Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, масштаб 1:7 500 000.

V Всесоюзное литологическое совещание наряду с изданием указанных мелкомасштабных карт признало полезным составление региональных карт в более крупном масштабе.

Содержащиеся в настоящем атласе 46 карт (литолого-палеогеографические, палеотектонические, палеогеологические) составлены в масштабе 1:2 500 000 для территории северо-востока европейской части СССР (см. схему). Структурное районирование заимствовано из тектонической карты, составленной коллективом геологов ВНИГРИ, ГИН АН СССР, ИГ Коми ФАН СССР, СЗГУ и УТГУ под ред. В. А. Дедеева. Для физико-географического районирования Урала использована схема А. Г. Чижишева (1966).

Составителями карт и объяснительных записок к ним являются сотрудники Института геологии Коми филиала АН СССР Н. Н. Кузькокова, А. И. Першина, В. Н. Пучков, Н. И. Тимохин, В. С. Цыганко, В. И. Чалышев, В. А. Чермных, Э. С. Щербаков и Ухтинского территориального геологического управления — Л. Н. Беляков и В. А. Сорокин.

О МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Для составления карт были учтены и использованы почти все имеющиеся в печатной и фондовой литературе сведения о разрезах палеозоя и мезозоя севера Урала, Пай-Хоя и примыкающей с запада территории Приуралья. При построении литолого-палеогеографических карт авторы атласа для некоторых участков изученной территории использовали данные о разрезах, содержащиеся в работах А. В. Дуркиной, Ф. И. Енцовой, М. В. Коноваловой, Т. И. Кушнаревой, Л. И. Филипповой, Г. М. Ярославцева. Стратиграфическое расчленение разрезов дано в интерпретации авторов литолого-палеогеографических карт.

Густота точек на картах зависит от ряда факторов: обнаженности, количества пробуренных скважин, площади выходов тех или иных отложений, полноты разрезов. Ввиду этого точки фактического материала на картах распределены неравномерно. В складчатых обнаженных районах по долинам рек наблюдается наибольшая густота точек (15—20 км между соседними точками). В случае более близкого расположения двух обнажений на картах они нередко обозначены одной обобщенной точкой. В закрытых западных и северных районах среднее расстояние между точками увеличивается до 50—100 км и более.

В основу составления литолого-палеогеографических карт была положена соответствующая методическая разработка (Наливкин и др., 1962). При этом были допущены некоторые отступления, заключающиеся в следующем.

1. По техническим причинам авторы карт не смогли показать многочисленные местонахождения систематических и экологических групп фауны и флоры.

2. Помимо отложений, преобладающих в разрезах, на некоторых картах показаны также и породы, составляющие менее 10% всей мощности разреза. Акцентирование внимания на таких породах-индикаторах (брекчии, рифогенные известняки и др.) сделано для более наглядного показа фациальных особенностей.

В этих же целях были введены дополнительные условные обозначения.

3. Для показа отсутствующей части разреза внутри контура древнего размыва ставится стратиграфический индекс со знаком минус (см. условные обозначения), указывающий на отсутствие соответствующих индексу отложений.

4. Ввиду сгущенности штрихов и знаков авторы отказались от помещения стратиграфических индексов у нулевых точек. Существование поднятий и участков суши в тот или иной отрезок времени показано на соответствующих палеотектонических и палеогеологических картах.

5. По той же причине на картах приняты различные интервалы для проведения изопакит. Так, для карт девонского, каменноугольного и триасового периодов интервалы равны 50 и 100 м, для пермского — 200 и 400 м. На некоторых картах количество точек наблюдений и точных замеров мощностей оказалось недостаточным для построения сколько-нибудь достоверных линий равных мощностей.

6. Фактический материал к картам не прилагается. Он частью опубликован или подробно описан в отчетах, частью помещен на карточки фактического материала, рекомендованные инструкцией (силур, девон), и на перфокарты (карбон), информационно-поисковая система которых разработана В. А. Чермных (1968а).

Авторский коллектив признал, что рекомендованные инструкции карточки фактического материала не являются достаточным подтверждением той или иной точки на карте, так как они не представляют конкретного разреза. В таких карточках дан пересчет пород в процентах, а конкретная последовательность и взаимоотношение пород остаются неизвестными. Поэтому гораздо большую ценность имеют «перфокарты фактического материала», на которых посистемно в достаточно детальном масштабе (1:200 и крупнее) могут быть отражены многие особенности строения разрезов, ускользающие при других способах обработки информации о разрезах.

В предлагаемом атласе содержатся 36 литолого-палеогеографических карт, построенных главным образом для веков. Позднему ордовика посвящена одна карта (карта 1), силурийскому периоду — две (карты 2, 3), девонскому — девять (карты 4, 7—14), каменноугольному — восемь (карты 16, 17, 20—22, 24—26), пермскому — семь (карты 29—32, 34—36), триасовому — пять (карты 38—42), юрскому — две (карты 43, 44) и меловому — две (карты 45, 46). На указанных картах с учетом современного площадного развития литологических комплексов и реконструкции отсутствующих за счет постседиментационных размывов отложений показаны отложения подъярусов, ярусов, отделов среднего и позднего палеозоя и мезозоя. При этом границы литологических комплексов лишь приблизительно отражают

границы существовавших ранее фациальных зон, так как при построении карт не делалось поправок на выявленные сейчас латеральные тектонические перемещения пород.

Под термином «фация» понимается наименьшая единица палеогеографической среды, которая определяется морфологическими особенностями поверхности земной коры, физико-химическими и биологическими процессами и образующимся осадком. Генетическая совокупность фаций, прослеживаемая как по разрезу, так и по площади, называется в атласе фациальной зоной. Именно эти фациальные зоны явились основными единицами, на которые расчленена палеогеографическая обстановка бассейнов.

Родственные фациальные зоны могут объединяться в области, в основном отвечающие геоморфолого-гипсометрическим областям дна современных морей. Большинство рассмотренных в атласе отложений свидетельствует о принадлежности фациальных зон к материковой отмели (шельфу).

В силу лучшей сохранности морских и лагунных пород палеогеографические обстановки на континентах и островах представлены на картах лишь в самых общих чертах.

О МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Обычно предполагается, что нагрузка палеотектонических карт должна быть очень большой. На них желательно отразить распределение мощностей отложений, план размещения формаций и субформаций, выделить структурно-формационные зоны, показать интенсивность и направленность колебательных движений в различных участках территории, наметить главнейшие палеоструктуры — геосинклинали, платформы, поднятия, впадины, разломы, развивавшиеся на рассматриваемом этапе, и т. д. Ввиду этого мы сочли возможным сопроводить палеотектонические схемы дополняющими их схемами, которые отражают скорость и направление вертикальных тектонических движений.

При разграничении отрезков геологического времени, для которых были составлены палеотектонические схемы, авторы старались выделять естественные этапы тектонического развития территории, различающиеся по длительности и часто не совпадающие с главными стратиграфическими подразделениями. В качестве возрастных границ этапов брались моменты наиболее быстрого и существенного изменения формационного и структурного планов территории. Исключением является среднедевонско-турнейский этап, для которого составлено две карты: по средневерхнедевонским и по турнейским отложениям, что связано с намерением осветить изменения структурного и формационного планов в течение одного этапа.

Было составлено семь палеотектонических карт, каждая из которых включает две схемы: основную (собственно палеотектоническую) и дополнительную, на врезке (схема скорости и направления вертикальных тектонических движений).

Собственно палеотектоническая схема отражает итог тектонического развития территории за рассматриваемый промежуток времени, к моменту перекрытия отложений рассматриваемого этапа отложениями следующего этапа (см. карты 5, 15, 18, 23, 27, 33, 37). При этом анализ образовавшихся формаций позволяет выделить структурно-формационные зоны, отличавшиеся спецификой тектонического развития, а анализ мощностей отложений — показать итог деформации, которую претерпела поверх-

ность кровли подстилающих толщ в течение этапа. При анализе изопахит учитываются два момента: 1) анализ дает правильные результаты только в том случае, если в начале и конце этапа осадконакопление было компенсированным; 2) при построении изопахит не принимаются во внимание те разрезы, где мощности отложений были сокращены в результате размывов, происшедших уже после того, как рассматриваемые отложения были перекрыты осадками следующего этапа.

Выделение формаций производилось на основе определения, данного Н. С. Шатским, рассматривавшим формации как естественные комплексы горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Из данного определения вытекает, на наш взгляд, необходимость, выделяя формации, давая им названия и классифицируя их, обращать внимание прежде всего на то, каковы ведущие литологические компоненты парагенезисов, и лишь после этого на присутствие не главных, но специфичных литологических компонентов и признаков (красноцветность, наличие терригенных или карбонатных прослоев, угленосность, соленосность и т. д.).

При разработке условных обозначений к схеме формаций, чтобы сделать эту легенду более выразительной, мы первоначально приняли вспомогательную легенду: компоненты и признаки формации. Комбинируя знаки вспомогательной легенды, мы получали основные условные обозначения.

Быстрота смены формаций (литологических комплексов) во времени была различной в разные эпохи и на разных участках территории. Чтобы отразить на плоской схеме формационный разрез, приходилось прибегать к введению знака «вертикальный набор формаций», объединяющего на разных участках от двух до пяти горизонтальных линий с обозначением формаций, которые последовательно сменяют друг друга вверх по разрезу на данном участке. С помощью цветовой легенды показаны структурно-формационные зоны, а в их пределах — области слабых и интенсивных поднятий и опусканий. Более детальное районирование территории по этому признаку осуществлено в дополнительных схемах, данных в штриховой легенде.

Дополнительные схемы скорости и направления вертикальных тектонических движений. Для каждого из рассматриваемых отрезков геологического времени на врезках к схемам формаций и мощностей крапом изображаются относительная интенсивность радиальных (вертикальных) тектонических движений, их направление и смена направлений во времени на разных участках территории. Для того чтобы получить возможность хотя бы качественно сравнивать интенсивность тектонических движений в разные отрезки времени, на схемах проведены изотакхи, т. е.

линии равных скоростей осадконакопления (Варданыц, 1963). Мы их выражаем в сантиметрах за тысячу лет. Для участков компенсированного осадконакопления изотахи характеризуют усредненную скорость погружения. В случае, если мощность размытых за определенный отрезок времени осадков на поднятиях поддается учету, можно охарактеризовать и порядок средней скорости поднятия. Конечно, абсолютная геохронологическая шкала пока еще очень груба и приближительна, поэтому все выводы в этом направлении надо считать сугубо предварительными. Продолжительность тектонических этапов оценивалась по геохронологической шкале Урала (Гаррис, 1964).

На каждой из врезок границами и номерами обозначены палеоструктуры и структурно-формационные зоны, выделенные на основе анализа схем формаций и мощностей. Ввиду существования разногласий в вопросе о принципе проведения границы платформы и геосинклинали мы не вводили в легенду этого знака. Отметим, что получившее за последнее время широкое распространение понятие «миогеосинклиналь» отвечает на наших схемах и в описаниях сланцевой зоны и краевой части известняковой структурно-формационной зоны. Последняя постепенно, в течение промежутка времени от середины ранней перми до конца триаса, была захвачена складчатостью и тем самым вовлечена в Уральскую складчатую область. В ее пределах развиты доорогенные формации платформенного типа, обычно (но не всегда) характеризующиеся повышенными мощностями. Что касается эффузивной зоны, то она отвечает понятию «эвгеосинклиналь».

Палеогеологические карты. Составление этих карт, методика которого подробно описана А. И. Леворсеном (1962), мы рассматриваем как дополнительное средство освещения истории тектонического развития района. Палеогеологическая карта дает возможность судить о некоторых особенностях тектоники территории на определенный момент, позволяет фиксировать время и место проявления той или иной фазы глыбовых или складчатых движений и т. д. (см. карты 6, 19, 28). Основой при составлении палеотектонических и палеогеологических карт служили литолого-фациальные карты данного атласа. Вместе с тем был широко использован дополнительный материал, полученный геологами УТГУ, ВСЕГЕИ и других геологических организаций.

СОДЕРЖАНИЕ КАРТ

Палеогеография позднеордовикской эпохи (карта 1)

В настоящем очерке рассматриваются палеогеографические условия образования отложений саледышорской (Унифицированные и корреляционные схемы..., 1968) и зыбской (Першина, 1966) свит позднего ордовика.

В саледышорское время большая часть территории севера Урала была покрыта мелководным морем. Карбонатогенная мелководная морская фация обусловила накопление мощной толщи (до 150 м) «червячковых» доломитов и известняков, почти не содержащих примеси терригенного материала. Червовидные образования являются следами ползающих животных или остатками водорослей и мшанок (Першина, 1962б).

В зыбское время условия образования осадков изменились. В мелководном морском бассейне появляются многочисленные отмели и острова, вокруг которых образовывались известняковые гравелиты, песчаники и реже мелкогалечные конгломераты. Малые размеры линз и прослоек мелкообломочных известняков (размеры обломков не более 2—3 см) позволяют предполагать отсутствие крупных островов и продолжительного осушения морского дна. В бассейне рр. Косью и Кожима в верхней части зыбской свиты появляются пласты (до 3 м) известняковой брекчии растрескивания (Щербаков, 1963).

В более южных районах Печорского Урала и вблизи лемвинской фациально-структурной зоны в позднем ордовике существовала несколько иная палеогеографическая обстановка. На р. Ильче, в урочище «Амбарная кырта», в позднем ордовике шло накопление известковистых илов с примесью тонкого терригенного материала и прослойками чистого кремнезема (иногда до 20%), пластами (до 0.7 м) известняковых конглобрекций и мелкообломочных известняков. Все породы тонкоплитчатые, темно-серого или сизого цвета, бедные органическими остатками (мшанки, обрывки табулят, брахиоподы). Эти отложения образовались в условиях относительно глубоководного морского бассейна

с периодическим поступлением кремнезема во время усиления вулканической деятельности в осевой части Урала. Конглобрекчи могли образоваться на крутых внутренних склонах впадин.

К юго-востоку от зоны мелководного морского бассейна с многочисленными отмелями и банками располагалась прибрежно-морская фациальная зона, представленная красно-бурыми, пятнистоокрашенными аргиллитами, глинистыми сланцами с прослойками и линзами алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников с растительными остатками. А. Г. Кондаин (1963) выделила их в качестве кисуньской свиты, имеющей, по ее мнению, среднедевонский возраст. Аналогичные ордовикские отложения развиты также в юго-восточной части Тимана.

Мелководная карбонатогенная фация позднего ордовика известна только на р. Косью, правом притоке р. Илыча. К северу и югу, от р. Уньи и до гряды Чернышева, карбонатные или терригенно-карбонатные отложения среднего ордовика по тектонической линии соприкасаются с разновозрастными отложениями силура и девона, поэтому трудно представить, какая фациальная зона развивалась к западу от этой полосы. Можно предположить, что на левобережье р. Печоры отлагались континентальные или прибрежно-лагунные терригенные осадки типа нибельской свиты (Журавлев и др., 1967) ижма-омринского комплекса, имеющие большое сходство с отложениями кисуньской свиты бассейна р. Печоры. Накопление их, по-видимому, происходило в условиях теплого, несколько аридного климата.

Палеогеография раннесилурийской эпохи (карта 2)

С наступлением силурийского периода береговая линия медленно перемещалась на запад, в результате чего территория северного Тимана покрылась морем только к концу лландоверийского века.

В течение раннего силура, как и в позднем ордовике, в западной части Печорского Урала существовала зона мелководья с отмелями и банками. В неглубоком открытом море осаждались карбонатные илы без примеси терригенного материала, на отмелях отлагались гравий, пески и известковые оолиты. В мелководных известняках много остатков водорослей, строматопор. Кораллы и брахиоподы (пентамериды) чаще образуют банки. Эта зона простиралась далеко на запад. Известняки и доломиты раннего силура вскрыты в скв. Сев. Савинобор 24 (глуб. 3124.5—3129.4 м) и скв. Пашня 57 (ниже глуб. 3308.5 м). Это отложения васькеркской свиты ижма-омринского комплекса.

На гряде Чернышева, в бассейне рр. Косью и Кожима, в раннем силуре также осаждались карбонатные илы. В середине лландоверийского века (в конце косьинского времени) образовалась мощная толща карбонатных оползневых брекчий, полоса которых полукругом окаймляла предполагаемое глыбовое поднятие, расположенное к востоку от гряды Чернышева.

Следы оползневых брекчий в более южных районах Печорского Урала не установлены, хотя в мощной толще карбонатных отложений часты пачки (до нескольких десятков метров) различного типа брекчий и конглобрекчий. Крупные линзы их встречаются в бассейне р. Илыча, которые, по-видимому, образовались вокруг рифовых построек (Першина, 1962).

Пласты (5—10 м) карбонатных оползневых брекчий в толще известняков, доломитов с прослойками аргиллитов венлокского века установлены в Аяч-Ягинской структуре (Щербаков, 1966), в юго-восточной части поднятия Чернова. Здесь наблюдается значительное обогащение карбонатных отложений терригенным материалом.

На Печорском Урале к востоку от зоны открытого мелководного морского бассейна простиралась полоса развития относительно глубоководных терригенно-карбонатных граптолитовых фаций, установленных в бассейне р. Илыча (Першина, 1966). В урочище «Татарское Вичко» и на руч. Шантым-Воже раннесилурийские отложения представлены тонкоплитчатыми, иногда тонкослоистыми микрокристаллическими известняками, перекристаллизованными доломитами, мергелями и глинистыми сланцами. В мергелях обнаружены граптолиты зон *Monograptus sedwicki* и *Cyrtograptus munchisoni*.

Граптолитовые фации раннего силура установлены в бассейне верхнего течения р. Лемвы (Войновский-Кригер, 1945; Корень, 1964), в северо-восточной части хр. Пай-Хой (Устрицкий, 1961). Они представлены карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями харотской свиты. В верховьях рр. Лёк-Ельца и Б. Ельца (южная часть поднятия Енганэ-Пэ) силициты встречаются очень редко. В основном развиты слабоглинистые стилиолиновые («пелетчатые») известняки. Граптолитовые сланцы в редких случаях включают мелкие брахиоподы, пелециподы и остракоды.

По данным К. Г. Войновского-Кригера (1945) и В. И. Устрицкого (1961), на хр. Пай-Хой и в прилегающих районах переход от карбонатных отложений к сланцевым довольно резкий и происходит на расстоянии всего лишь нескольких километров. При этом мощность отложений увеличивается в несколько раз при переходе в область развития карбонатных пород. Это дало основание В. И. Устрицкому (1961) высказать предположение о накоплении маломощных кремнисто-глинистых отложений на значительной глубине на дне какой-то впадины с довольно крутым склоном.

Палеогеография позднесилурийской эпохи (карта 3)

В некоторых районах Печорского Урала к началу позднего силура приурочено увеличение приноса терригенного и терригенно-эффузивного материала (Першина, 1966). Однако значительные перерывы с выпадением каких-нибудь горизонтов или целиком отложений позднего силура, как утверждает А. Г. Кондаин (1964), не установлены. Происходит непрерывное осадконакопление от позднего ордовика до позднего силура.

На Тимане отложения позднего силура выклиниваются по линии Колва — Троицко-Печорск. В прибрежной полосе отлагались известково-доломитовые осадки со значительной примесью терригенного материала. К востоку (в долине р. Печоры) терригенная примесь постепенно исчезает, появляется морская фауна (кораллы, брахиоподы). В южной части Печорского Урала вдоль западной полосы простиралась зона мелководья с отмелями и банками. Здесь накапливались чистые известковые илы с известковыми оолитами и гравием. Банки сложены строматопорово-водорослевыми сообществами или крупными пентамеридами. Вокруг банок часто наблюдается полоса развития известняковых брекчий. Брекчии возникали и вокруг рифовых построек (бассейн р. Илыча).

Эти же мелководные карбонатные фации были распространены на западном склоне Енганэ-Пэ, в верхнем течении р. Кары и на берегу Баренцева моря.

На Средней Печоре, гряде Чернышева и в юго-западной части поднятия Чернова, в бассейне рр. Кожима и Косью карбонатные отложения сильно обогащены терригенным материалом, свидетельствующим об усилении влияния западной суши.

В гердьюское время в этих районах были развиты карбонатные фации, обусловившие образование тонкослоистых доломитовых известняков с мелкими остракодами, гастроподами и брахиоподами. Фауна исключительно бедна. На гряде Чернышева развиты своеобразные тонкозернистые червячковые доломиты со значительной примесью хемогенного известняка. Эти червячковые карбонатные породы по минералого-петрографическому составу и, по-видимому, по условиям своего образования очень близки к серым глинистым, иногда доломитовым, «червячковым» известнякам, описанным Н. Н. Яковлевым (1948) из араукаритовой толщи верхнего карбона Донбасса. «Червячковые» известняки Донбасса, как и аналогичные породы гряды Чернышева, бедны органическими остатками. Можно предполагать, что эти отложения образовались в водоемах лагунного типа.

При движении с запада на восток наблюдается замещение доломитов известняками, а также увеличение объема органогенных известняков и обогащение отложений остатками фауны,

т. е. в этом направлении происходит постепенная смена лагуновых фаций карбонатогенными фациями открытого мелкого моря (гребенское время).

На правобережье Верхней Печоры и восточном склоне Енганэ-Пэ в позднем силуре шло формирование относительно мало-мощной (не более 150 м) толщи птероподовых «петельчатых» известняков, широко распространенных среди граптолитовых отложений силура типа лемвинской структурно-фациальной зоны. Последние известны и в северо-восточной части хр. Пай-Хой. Они являются отложениями относительно глубоководных участков морского бассейна, где обычно осадконакопление не компенсировало прогибание.

Мощные толщи доломитов со следами ползающих организмов и бедным составом морской фауны свидетельствуют о существовании теплого аридного климата в позднем ордовике и раннем силуре. В позднем силуре накапливаются преимущественно толщи известняков с обильной морской фауной, что присуще для относительно мелких и теплых морей. На теплый климат позднего силура указывает также развитие рифогенных отложений в правобережье Верхней Печоры и на Енганэ-Пэ.

Палеогеография раннедевонской эпохи (карта 4)

В начале раннего девона территория Печорского Урала испытывает дальнейшее поднятие, способствовавшее возникновению водоемов лагунного типа (правобережье Средней Печоры, бассейн р. Кожима, гряда Чернышева, юго-западная часть поднятия Чернова). Прибрежно-морские отложения прослеживаются полосой к востоку от линии Троицко-Печорск—Вост. Савинобор—Пашня—Мичаю—район устья р. Усы. Лишь участками сохранились условия открытого мелкого моря, где шло накопление рифогенных карбонатных отложений (верхнее течение рр. Печоры, М. Шежима, Лемвы и Усы). Рифогенные образования раннего девона распространены также в верхнем течении р. Кары, в юго-западной части хр. Пай-Хой и на берегу Баренцева моря.

На левобережье Средней Печоры отложения раннего девона неизвестны. В скв. Сев. Савинобор 24 и Пашня 57, на карбонатных отложениях позднего силура залегают алевролитистые мергели и аргиллиты, которые условно относятся к среднему девону. Мощность их не превышает 30 м. В скв. 23 Мичаю, на карбонатных отложениях лудловского века с размывом ложатся терригенные осадки позднего эйфеля.

В овин-пармское время большая часть территории Большеземельской тундры представляла мелководный бассейн лагунного типа, где осаждались хемогенные доломиты. В бассейне р. Косью и к западу от гряды Чернышева (скв. Уса 6, 7, 9) в это время

накапливались мелководные морские глинисто-карбонатные отложения с сильно обедненной фауной брахиопод и остракод. В начале овин-пармского возраста на рр. Б. Патоке, Б. Сыне, Вангыре, Гердкырта-Еле и Косью шло накопление карбонатных брекчий береговых обвалов. В образовании брекчий, по-видимому, участвовали и породы и полужатвердевшие илы овин-пармского и сочем-кыртинского времени.

В это время на правобережье Средней и Верхней Печоры простиралась зона развития отложений шельфа. Прибрежную часть шельфа занимала полоса лагун, в которой накапливались карбонатные илы с небольшой примесью терригенного материала (около 10% состава пород). Мощность их значительно сокращена (на р. Б. Патоке до 25 м против 105 м на р. Щугоре). В бассейне р. Кожима мощность их до 80 м. Близкие к ним отложения имеются на Заполярном Урале.

Во второй половине раннего девона (филипп-чукское время) в этих районах наблюдается дальнейшее обмеление раннедевонского моря. Появляются заливно-лагунные осадки, представленные доломитами, косо- и горизонтальнослоистыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с растительными остатками и трещинами высыхания. На р. Щугоре были установлены маломощные коры выветривания. В алевролитах и песчаниках встречаются споры и остатки панцирных рыб.

К востоку от этой полосы на Верхней Печоре и в южной части Заполярного Урала (массив Енганэ-Пэ) отлагались глинистые илы с примесью карбонатного материала (типа лёк-елецкой свиты). Глинистые сланцы заключают линзы и прослойки мелкообломочных известняков с обрывками кораллов и брахиопод. Они, по-видимому, являются образованиями внутренних частей шельфа, где происходили частые мелкие подвижки морского дна.

На Верхней Печоре в начале раннего девона большая площадь была покрыта относительно глубоким морем, где накапливались птероподовые известковые илы. Птероподовые известняки широко распространены также в лемвинской структурно-фациальной зоне и в северо-восточной части хр. Пай-Хой, т. е. на площади развития граптолитовых отложений позднего силура. В кобленцком веке птероподовые карбонатогенные фации сменяются рифовыми фациями. На Верхней Печоре возникли барьерные рифы до нескольких десятков километров в длину и нескольких километров в ширину. Разница в высоте уровня верхней части рифовых построек и поверхности нижней части шельфа составляла около 100 м. Основными пороодообразующими организмами являлись водоросли.

Восточнее, в бассейне р. Илыча и на восточном склоне Енганэ-Пэ, жединский век характеризуется накоплением известковых илов с примесью глинистого и кремнистого материала с пте-

роподами или обедненной фауной брахиопод и кораллов. Причем мощность их в несколько раз меньше, чем одновозрастных отложений в преимущественно карбонатных разрезах. В первом случае, видимо, прогибание не компенсировалось осадконакоплением.

В конце жединского века в этих участках происходит значительное обмеление, приведшее к накоплению мощной (до 30 м) толщи карбонатных конглобрекций. Конглобрекции сменяются рифовыми известняками и доломитами кобленцкого века (нижний эмс).

К востоку от барьерного рифа на значительной территории накапливались относительно глубоководные терригенно-кремнистые отложения, переходящие на юге территории в более мелко-водные терригенные осадки с растительным детритом (верховья р. Уньи).

Наличие мощных толщ (до 200—250 м) хемогенных доломитов и пластов терригенных красноцветов характерно для теплого засушливого климата. На теплый климат раннего девона указывает также развитие барьерных рифов (Верхняя Печора, бассейны р. Лемвы, хребты Енганэ-Пэ, Пай-Хой).

Тектоническое развитие в течение силурийско-раннедевонского этапа (карта 5)

Наметившийся к началу силурийско-раннедевонского этапа структурный план Урала и Северного Приуралья в значительной степени унаследован от позднеордовикского структурного плана.

Западная часть рассматриваемой территории в течение всего этапа характеризуется накоплением преимущественно карбонатных отложений платформенного типа, на основании чего она выделена нами в известняковую структурно-формационную зону I (Пучков, 1967). По формационным признакам известняковая зона делится на две подзоны, существовавшие в течение всего этапа. В западной подзоне происходило формирование отложений терригенно-сульфатно-доломитовой формации, представляющей собой переслаивание красноцветных аргиллитов, глин, песчаников (в нижней части), доломитов и доломитовых мергелей с включениями гипсов и ангидритов в виде линз и прослоев. В конце этапа (в позднем силуре) здесь накапливались отложения доломитово-известняковой формации. Аналогичный формационный набор отложений характерен и для западной части Большеземельской тундры, где он вскрыт опорной скважиной Нарьян-Мар-1.

В восточной подзоне в течение всего этапа существовали условия, благоприятные для формирования переслаивающихся толщ доломитов, слоистых и массивных известняков и глинистых известняков с редкими прослоями глин, залегающих в верхней

части разреза. В целом этот комплекс осадков объединен нами в доломитово-известняковую и терригенно-доломитово-известняковую формации.

Эпейрогенические движения, имевшие место в раннем девоне, вызвали поднятия большей части территории, благодаря чему к концу этапа морской бассейн резко сократился и сохранился лишь в виде узкой полосы вдоль западного склона современного Урала, где продолжали формироваться терригенно-доломитово-известняковые отложения — сочтем-кыртинская и филипп-чукская свиты А. И. Першиной (1966).

К востоку от известняковой зоны располагалась узкая сланцевая структурно-формационная зона (II), где формировались в основном отложения известняково-глинисто-сланцевой, известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой, кремнисто-глинисто-сланцевой формаций, находящихся в тесном парагенезисе друг с другом. В настоящее время сланцевые формации сохранились лишь в отдельных изолированных друг от друга участках (северо-восточный Пай-Хой, лемвинская зона, бассейн Верхней Печоры).

Сланцевая зона, видимо, была отделена от расположенной к западу известняковой зоны региональной флексурой, вдоль которой в раннем девоне формировались отложения субформации рифовых известняков (барьерные рифы).

К востоку от сланцевой зоны располагалась эффузивная структурно-формационная зона (III), отделенная от первой зоной Главного уральского глубинного разлома. В течение силурийско-раннедевонского этапа глубинный разлом служил подводящим каналом для формирования интрузивных массивов гипербазитовой и габброперидотито-плагиогранитной формаций (Соболев, 1963).

Восточнее Главного уральского глубинного разлома, непосредственно в эффузивной зоне, происходило образование эффузивно-осадочных формаций, генетически и пространственно связанных с рассмотренными выше интрузивными образованиями. Эта зона характеризуется исключительной пестротой формаций, быстро меняющихся как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, что чрезвычайно затрудняет их выделение. В южных районах, судя по данным С. Н. Волкова (1960) и А. С. Мельникова (1966), начало этапа характеризуется накоплением отложений спилито-диабазовой и (или) спилито-кератофировой формаций, представляющих собой парагенетическое сочетание спилитов, диабазов, порфиритов, альбитофирмов и их туфов с прослоями известняков и кремнистых сланцев. Выше по разрезу эффузивная спилито-кератофировая формация сменяется отложениями эффузивно-терригенной и эффузивно-терригенно-сланцевой формаций, являющихся парагенетическим сочетанием андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов и их туфов с полимиктовыми песчаниками, глинистыми и кремни-

стыми сланцами и известняками. Наличие терригенных отложений может свидетельствовать о существовании расположенной восточнее островной вулканической дуги.

В вертикальном направлении формационный набор заканчивается отложениями формаций слоистых и рифовых известняков и эффузивами базальт-трахитовой формации (Чурилин, 1966), что связано с ослаблением тектонической активности в раннем девоне и знаменует завершение каледонского цикла магматизма.

Формационный характер отложений несколько меняется по простиранию зоны. В Собь-Войкарском районе, по данным Н. П. Лупановой и В. В. Маркина (1964), для отложений, покрывающих спилито-кератофировую формацию, характерна очень незначительная роль грубообломочных осадков при преобладающей роли порфиритов и их туфов. По возрасту спилито-кератофировая формация в данном районе в сравнении с Северососьвинским районом значительно моложе. По мнению Н. П. Лупановой и В. В. Маркина, в Войкарском районе она имеет ранне-среднедевонский возраст. В отличие от более южных районов здесь отсутствуют характерные герцинские известняки.

На основании анализа мощностей и усредненных скоростей относительного прогибания на рассматриваемой территории, помимо выделенных выше крупных структурно-формационных зон, можно отметить ряд более мелких структур. Так, в известняковой зоне по скоростям относительного прогибания выделяются Кожим-Вангырский (1) и Шугор-Ильчский (2) прогибы. Эти прогибы разделены относительно приподнятой Печоро-Араецкой перемычкой (3) северо-западного простирания. По-видимому, в это время уже начинает развиваться Печорский грабен (4), наиболее интенсивное прогибание которого произошло в средне-позднедевонский этап развития.

В эффузивной зоне к концу рассматриваемого этапа развития наиболее прогнута оказалась северная часть Нижнетагильского синклинария (5).

Некоторые черты структурного плана территории к началу среднедевонской трансгрессии (карта 6)

К рассматриваемому моменту, для которого составлена палеогеологическая карта, в пределах северо-восточной части Русской платформы сформировался платформенный чехол, область распространения которого расширялась в виде клина к северу при общем наклоне слоев к востоку и с тенденцией к увеличению полноты разреза в том же направлении (в сторону Уральской геосинклинали). В юго-восточной части района, на месте современного Тимана, чехол отсутствовал, и на поверхность выходили породы байкальского фундамента платформы. Море в рас-

смаатриваемый момент почти полностью ушло с платформы, сохранившись лишь вдоль ее восточного края. В вулканически активной зоне геосинклинали, к востоку от Главного уральского глубинного разлома, к моменту максимальной регрессии сформировалась антиклинальная структура, которая в геоморфологическом плане выражалась островной сушей. Эта структура на основе имеющихся данных, полученных С. Н. Волковым (1960) и другими исследователями, интерпретируется нами на карте как простая линейная антиклиналь, вытянутая в субмеридиональном направлении. Поскольку точек наблюдения мало, можно предполагать здесь и более сложную систему складок. Во всяком случае имеющиеся данные свидетельствуют о проявлении предэйфельской фазы складчатости на восточном склоне Приполярного Урала и об отсутствии этих проявлений в более западных и северных районах. В то же время приходится допустить, что перед началом среднего девона в западной части района, на платформе, происходили глыбовые деформации, проявившиеся, в частности, в формировании сбросов. Последние местами ограничивают с востока область распространения терригенной нижней части так называемого ижма-омринского комплекса, возраст которой оценивается как ордовикский (Журавлев и др., 1967). Возможно, что примерно в этот же момент (если не раньше) возникло поднятие в районе Кишицево, где, по данным бурения, нижнепалеозойские отложения сильно размыты и имеют мощность всего около 20 м. Сопоставляя эти данные с фактом отсутствия нижнепалеозойских отложений севернее, в районе Седухи, можно сделать предположение, что к концу раннего девона существовало линейное Кишицевско-Седухинское горстообразное поднятие, расположенное вдоль Печорского глубинного разлома, который выявляется геофизическими исследованиями в фундаменте платформы. Последний контролировал и заложение Печорского грабена. Прямых данных о том, существовал ли этот грабен в рассматриваемый момент, пока не имеется. Однако геофизические данные о значительной мощности досреднедевонских отложений, развитых здесь, делают весьма вероятным предположение о том, что заложение грабена связано с общей перестройкой структурного плана территории в начале палеозоя.

Палеогеография раннеэйфельского века (карта 7)

Условия осадконакопления в раннем эйфеле мало отличаются от условий конца раннего девона. В центральной части района (бассейн рр. Щугора и Кожима, Верхней Печоры) продолжают накапливаться терригенные отложения, представленные перемежающимися слоями розоватых, красно-бурых и зеленовато-серых, иногда пятнистоокрашенных аргиллитов и алевролитов с пла-

стами кварцевых песчаников, содержащих растительные остатки и чешую панцирных рыб (пристанская свита). Основным источником сноса, как и в раннем девоне, служила западная тиманская суша. Эти отложения образовались в самой прибрежной и наземной обстановках (Щербаков, 1967). На севере (юго-западный склон поднятия Енганэ-Пэ) осаждались карбонатные илы с высоким содержанием солей магния и алевроитовые глинистые илы, мощность которых по сравнению с одновозрастными отложениями Средней Печоры за счет неоднократного размыва осадков в четыре-пять раз меньше.

В такатинское время на месте бассейнов рр. Шугора, Подчерема и верховьев правых притоков р. Илыча накапливались аллювиально-дельтовые пески с линзами гравийников и галечников. Состав и условия образования пород такатинской свиты, близкие к таковым в Колво-Вишерском крае, позволяют рассматривать их как возможные промежуточные коллекторы алмазов. Мощность такатинских отложений около 100 м.

На тех участках, где в продолжении раннего девона развивались барьерные рифы (Верхняя Печора, Лемва, поднятие Енганэ-Пэ) или мелководные карбонатогенные и карбонатно-терригенные фации (р. Лёк-Елец), в раннем эйфеле (сагское, такатинское, вязовское и сухологское время) продолжалось образование тех же осадков. Причем мощность такатинских песчаников здесь в несколько раз меньше, чем в западных разрезах Средней и Верхней Печоры, за счет замещения их верхней части глинистыми отложениями.

В вязовское время на Средней Печоре, в бассейне рр. Кожима, Подчерема и Илыча, накапливались терригенные илы, на верхней Печоре — чистые карбонатные и глинисто-карбонатные илы и на остальной территории Печорского Урала — терригенно-карбонатные отложения. Из органических остатков встречаются лишь скопления крупных остракод и брахиопод. Раннеэйфельские отложения на левобережье Средней и Верхней Печоры неизвестны.

Широким распространением в раннем эйфеле пользуются пелито- и псаммитогенные фации. Об этом свидетельствуют глинистые сланцы с пластами алевролитов и кварцевых песчаников с растительными остатками (такатинский горизонт), ранее выделенные К. Г. Войновским-Кригером (1962) в лёк-елецкую свиту. В сланцах встречаются линзы и прослойки мелкообломочных известняков с кораллами и брахиоподами, указывающие на их морское происхождение. Эти отложения распространены на восточном склоне Енганэ-Пэ, в верховьях рр. Лемвы и Печоры. Еще восточнее от них проходила полоса развития более глубоководных фаций. Типичная глубоководная кремне-целитогенная фация развита в северо-восточной части хр. Пай-Хой и в лемвинской структурно-фациальной зоне.

Наибольшее обмеление бассейна произошло в начале раннего эйфеля на Средней Печоре, где на границе пристаньского и такатинского времени отмечено развитие коры выветривания (пристаньская и такатинская свиты р. Щугора), кварцевых гравелитов и конгломератов (р. Илыч). В карбонатных разрезах раннего эйфеля эти перерывы в осадконакоплении выражены менее отчетливо. В верховьях Печоры в основании сагского горизонта появляются пачки (до нескольких метров) карбонатных брекчий и алевролитистых известняков, а на остальной территории Печорского Урала — известняковых гравелитов и песчаников.

Гряда Чернышева и юго-западная часть поднятия Чернова в раннеэйфельское время представляла карбонатную сушу. С наступлением такатинского времени совпадает начало эйфельской трансгрессии морского бассейна.

Палеогеография позднейэйфельского века (карта 8)

Начало позднего эйфеля характеризуется значительной трансгрессией морского бассейна на запад в сторону Тимана. В период максимума трансгрессии береговая линия проходила вдоль северо-восточного склона современного Южного Тимана, отступая на Среднем Тимане на восток, в район Притиманья и имея в общем меридиональное простирание. Лишь местами в сушу вдавались здесь отдельные, иногда довольно крупные заливы.

На Приполярном, Полярном Урале и Пай-Хое море достигало юго-восточного склона гряды Чернышева и северо-восточного склона поднятия Чернова, которые представляли собой карбонатную сушу. Осадки нижнего и среднего девона неизвестны также в районе Нарьян-Мара, где в позднем эйфеле, вероятно, существовали континентальные условия. Возможно, что указанные участки суши составляли одно целое, образуя на месте современной Большеземельской тундры огромную по площади островную (?) сушу.

В прибрежной зоне вдоль Среднего Притиманья шло накопление грубообломочного материала, представленного крупнозернистыми, преимущественно кварцевыми песками и галечниками. Подчиненную роль играли глинистые илы (Калюжный, Иванова, 1959). Восточнее располагалась зона открытого мелкого моря, где происходило накопление глинистых илов и алевритов с подчиненными прослоями и линзами кварцевых песков. Аналогичные осадки накапливались также в прибрежной зоне северной части Южного Тимана. Эта зона развития пелито- и псаммитогенных фаций полностью охватывала территорию Печорской гряды, которая в это время уже испытывала устойчивое прогибание. Об этом свидетельствуют значительные мощности осад-

ков позднего эйфеля, которые в два-три раза превышают мощность осадков, накапливавшихся на остальной территории рассматриваемой фациальной зоны.

В следующей фациальной зоне, которая располагалась далее к востоку, получают развитие наряду с глинистыми илами, алевритами и песками карбонатные илы. Указанная фациальная зона была вытянута в меридиональном направлении и достигала на севере юго-восточного окончания гряды Чернышева. Ширина ее доходила местами до 40—50 км.

В связи с тем, что в трех рассмотренных фациальных зонах накапливались преимущественно терригенные осадки (алевриты, песчаники), обуславливающие формирование хороших коллекторов, весь указанный район высокоперспективен в отношении обнаружения залежей нефти и газа.

Восточнее простиралась зона накопления почти чистых карбонатных илов с подчиненными им глинистыми илами и алевритами. Еще реже здесь осаждались более грубозернистые осадки, представленные песками. Эта зона шириной 40—60 км протягивалась вдоль западного склона современного Северного, Приполярного и Полярного Урала через верховья р. Печоры, нижнее и среднее течение р. Щутора и через среднее и верхнее течение рр. Косью и Кожима. На Полярном Урале эта зона охватывала нижнее течение рр. Б. Ельца и Лёк-Ельца, а также район юго-восточного окончания поднятия Чернова (бассейн р. Аяч-Яги). Образование осадков рассматриваемой фациальной зоны происходило на глубинах, не намного превышающих глубины накопления осадков в соседней зоне, располагавшейся западнее. Уменьшение количества терригенных и особенно грубообломочных частиц связано со значительным удалением этой зоны от основного источника сноса, каковым являлась для нее территория современного Тимана и северо-восточного Притиманья.

В следующей фациальной зоне, протягивающейся несколько западнее осевой зоны современного Урала и развитой только на Северном и Приполярном Урале, получают значительное развитие наряду с известковыми илами глинистые илы и алевриты. Источником материала для их образования предположительно являлись небольшие низкие острова, а также подводные отмели и банки, располагавшиеся несколько восточнее осевой зоны современного Урала. Косвенным подтверждением этого является также прерывистость этой зоны. Однако других, более достоверных данных о существовании островной суши в осевой зоне Урала нет.

На Заполярном Урале и юго-восточной оконечности Пай-Хоя (верховья рр. Ельца, Силовой, Кары, Щучей), к востоку от зоны накопления глинисто-карбонатных илов, в позднейфельское время накапливались преимущественно чистые карбонатные илы (Дедеев, 1959; Беляков, Белякова, 1961).

На большей части территории Пай-Хоя позднеэфельское время характеризуется накоплением глинистых илов и кварцевых песков с резким преобладанием последних (падейская свита). Карбонатные илы играли подчиненную роль. В центральной части и на северо-востоке Пай-Хоя терригенные осадки часто содержат остатки псилофитовой флоры. На юго-западе Пай-Хоя (р. Бельковская) наряду с накоплениями терригенных осадков происходило образование карбонатных илов (Крылова, 1940).

На восточном склоне Северного и Приполярного Урала в позднеэфельское время широкое распространение получают наряду с обычными морскими осадками эффузивы и их продукты. На Северном Урале (рр. Лозьва, Манья, Иоутынья, Ятрия) в это время происходит излияние базальтовых порфиров, накапливаются их туфы, гравий и полимиктовые пески, чередующиеся с глинистыми, кремнистыми и известковыми илами (нохорская свита). На Полярном Урале (р. Войкар) происходит излияние диабазов и андезитовых порфиров, накапливаются их туфы, чередующиеся с известковыми илами (дзоль-ворчатинская свита). Лишь на отдельных участках вдоль восточного склона Урала (верховья р. Сев. Тошемки и бассейн р. Хулги) происходит накопление почти чистых карбонатных илов (Волков, 1960; Ерошевская, 1964).

Палеогеография живетского века (карта 9)

К началу живетского века на рассматриваемой территории море сохранилось в общем в тех же пределах, что и в позднеэфельском веке. Береговая линия на западе проходила вдоль северо-восточного склона современного Южного Тимана, отклоняясь на Среднем Тимане почти строго на север. В старых границах сохранилось море на Приполярном и Полярном Урале, на Пай-Хое. Продолжала существовать и проблематичная Большеземельская суша.

В мелководной прибрежной зоне, протягивавшейся вдоль северо-восточного склона современного Южного Тимана и Среднего Притиманья, а также на большей части территории Печорской гряды в живетский век были развиты пелито- и псаммитогенные фации. На севере осадки этой фациальной зоны достигали северо-западного склона южной части гряды Чернышева. Максимальные мощности осадков характерны для Печорского грабена, испытывавшего в живете устойчивое погружение. В осевой зоне грабена наряду с терригенными осадками накапливались туфы основных эффузивов. Последние связаны с эффузивной деятельностью, обусловленной глубинными разломами фундамента грабена.

К востоку от рассматриваемой фациальной зоны располагалась довольно обширная (от 30 до 80 км шириной) зона несколько более глубоководных осадков, в которой наряду с песками, алевритами и глинистыми илами получают значительное развитие карбонатные илы. На севере она достигала юго-восточного окончания гряды Чернышева. Центральной части этой зоны свойственны максимальные мощности осадков живета для всего рассматриваемого района. Значительные мощности осадков связаны с осевой зоной Верхне-Печорской впадины, которая в живетский век испытывала интенсивное прогибание.

Терригенные осадки живета рассмотренных зон, как и позднейфельские, являются высокоперспективными на обнаружение залежей нефти и газа.

Еще восточнее простиралась зона, в которой происходило накопление преимущественно карбонатных илов. Глинистые илы играли здесь подчиненную роль. Незначительное поступление терригенного материала объясняется значительной удаленностью основного источника сноса, каковым являлась территория современного Тимана. Указанная фациальная зона протягивалась через верховья р. Печоры, среднее течение р. Илыча, нижнее и среднее течение р. Щугора и через среднее течение рр. Косью и Кожима. На различных участках этой зоны характер осадков несколько менялся. Так, в бассейне р. Подчерема большую роль в осадконакоплении играл щебень, представленный обломками известняков. На месте бассейна р. Щугора терригенные частицы участвовали в образовании известково-глинистых илов, послуживших основой для образования мергелей. Однако общие черты осадконакопления, характерные для этой зоны, выдерживались повсеместно. Подобные же фации были развиты в живетском веке на западном склоне Полярного Урала и юго-западном склоне Пай-Хоя, однако здесь карбонатные илы отличались значительной доломитистостью.

В фациальной зоне, протягивающейся на Северном, Приполярном и Полярном Урале непосредственно западнее осевой зоны современного Урала, снова повышается роль терригенных осадков, представленных глинистыми илами. Его поступление, как и в позднем эйфеле, связано, вероятно, с существованием в районе осевой зоны современного Урала отмелей и низких островов.

На Заполярном Урале и Пай-Хое к востоку и северо-востоку от зоны накопления доломитово-известковых и глинистых илов в живетский век шло образование почти чистых известковых илов. Эта фациальная зона охватывала нижнее течение рр. Лёк-Ельца и Б. Усы, среднее течение р. Кары и бассейн р. Бельковской. Восточнее от рассмотренной зоны (бассейн р. Щучьей) образование известковых, глинистых и кремнистых илов сопровождалось излияниями диабазов и накоплением их туфов, туфо-

вых и полимиктовых песков. В центральной части и на северо-востоке Пай-Хоя (рр. Хей-Яга, Путью и др.) в основном шло образование глинистых и кремнистых илов (Устрицкий, 1961).

На восточном склоне Северного и отчасти Приполярного Урала в живетский век, как и в позднем эйфеле, продолжались излияния базальтовых порфиров, также накапливались их туфы, туффиты, полимиктовые пески, гравий, чередующийся с известковыми, глинистыми и кремнистыми илами (нохорская свита). В бассейне р. Войкара продолжались излияния диабазов, андезитовых порфиров и образование их туфов и туфовых песков. Все эти осадки чередовались с известковыми илами (дзюля-ворчатинская свита). В бассейне р. Хулги, как и в позднем эйфеле, продолжалось образование преимущественно известковых и глинисто-известковых илов.

Климатические условия раннего эйфеля почти не отличались от условий раннего девона, но уже в это время началась некоторая гумидизация климата. В позднем эйфеле и в живетском веке шло обильное накопление известняков с богатым комплексом морской фауны, что также указывает на образование их в условиях теплого климата.

Палеогеография раннефранского века (карта 10)

Описываются фации пашийского и кынского времени. В пределах Тимана, западного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала и хр. Пай-Хой в раннефранский век в направлении с запада на восток выделяются следующие фациальные зоны: лагунных и прибрежно-морских мелководных фаций; прибрежно- и мелководно-морских фаций.

Франский век начинается обширной трансгрессией, одной из крупнейших в среднем палеозое. Начало трансгрессии ознаменовалось накоплением мощных толщ терригенных отложений, так называемых пашийских песчаников. На западном склоне Тимана в это время шло накопление лагунных и прибрежно-морских терригенных отложений. Прибрежно-мелководные условия существовали и в бассейне рр. Косью и Кожима, где в это время шло накопление терригенных осадков с высокой концентрацией железистых соединений (сидериты, шамозитовые оолиты и т. д.). На гряде Чернышева, севернее долины р. Б. Сарьюги, терригенные отложения пашийского времени неизвестны. На р. Б. Сарьюге на поверхности доломитовых брекчий (овин-пармский горизонт) с трещинами, выполненными глиной со спорами раннецигровского времени, залегают базальные конгломераты первого ритма пашийского времени. Конгломерат содержит в большом количестве глыбы и валуны доломитовой брекчии позднего силура—раннего девона. В последующих цик-

лах в конгломератах обломки местных пород не встречаются. Среди них преобладают ожелезненные кварцевые песчаники с конкрециями бурого железняка, кварциты, метаморфические породы и глины. Весь валунно-галечный материал, по-видимому, доставлялся с более южных районов, т. е. с междуречья рр. Косью и Кожима.

Севернее р. Б. Сарьюги на доломитовых брекчиях и доломитах позднего силура—нижнего девона залегают карбонатно-терригенные или глинистые прибрежно-мелководные отложения кынского времени. Поверхность доломитов неровная, с выемками и кармашками, выполненными зеленоватой вязкой глиной со спорами раннефранского возраста. На глины налегают кынские аргиллиты и глинистые известняки с богатым комплексом кораллов и брахиопод. Их изобилие в отложениях свидетельствует о существовании мелкого теплого моря.

К юго-западу от р. Б. Сарьюги мощность прибрежно-морских терригенных отложений резко возрастает (до 100 м). Такое же резкое увеличение мощности их происходит на левобережье р. Печоры и на Верхней Печоре (р. Унья), где появляется морская фауна брахиопод и пелеципод. На Средней Печоре терригенные отложения, нередко представленные косо- и горизонтально слоистыми песчаниками (р. М. Паток), имеют мощность 2—30 м, а участками (рр. Б. Паток и Подчерем) вообще отсутствуют, как и в северной части гряды Чернышева.

К востоку от зоны развития прибрежно-морских фаций выделяется зона мелководных морских фаций с отмелями и банками водорослевых, строматопоровых, брахиоподовых и других сообществ. Эта зона не представляет непрерывную почти меридионально вытянутой полосы, а расположена в виде неправильных участков на Верхней Печоре, в северной части гряды Чернышева, на поднятии Енганэ-Пэ и вдоль юго-западного борта хр. Пай-Хой до Пыркова Носа на берегу Баренцева моря. Участками (рр. Подчерем и Б. Елец) развиты карбонатные брекчии.

В центральной части хр. Пай-Хой, на рр. Паге и Унье (выше Евтропных Носков) в раннефранское время отлагались песчаники, кремни, кремнисто-глинистые сланцы с линзами известняков, мощность которых в несколько раз сокращена по сравнению с одновозрастными отложениями более западных зон. Образование кремнистых отложений, по-видимому, происходило в более глубоких частях моря, где прогибание не компенсировалось осадконакоплением.

Образование ожелезненных песчаников, алевролитов со значительными скоплениями бурого железняка и бобовых руд (пашийское время), а также богатство мелководной морской фауны в известняках (кынское время) характеризуют теплый, а в большинстве случаев одновременно и сухой климат раннефранского века.

Палеогеография среднефранского века (карта 11)

Рассматриваемый интервал включает саргаевское, семилукское (доманиковое), мендымское и шарьюское время. Характер распределения фаций в значительной степени изменился. Принос терригенного материала резко сократился. Печорская гряда была пересечена рядом фациальных зон: прибрежно-морских (северное окончание), относительно глубоководных доманикового типа и рифовых карбонатогенных (южное окончание). К востоку от рифовых и мелководных морских фаций с отмелями и банками простиралась полоса развития пелито-, псаммито- и кремнегенных прибрежно-морских фаций.

В нарьян-марской скважине встречено переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков, образовавшихся в сходных условиях. Эта же фациальная зона прослеживается и на Верхней Печоре, где вместо известняков развиты кремни. Образование кремней можно связывать с вулканической деятельностью на восточном склоне Урала (туфобрекчии с известняками установлены в верхнем течении бассейна р. Сев. Сосьвы и в других местах).

Центральная часть Тимана и гряда Чернышева выделяются как единая зона развития относительно глубоководных и нерасчлененных морских фаций, которые установлены по многочисленным скважинам и обнажениям. Здесь развиты чередующиеся битуминозные, иногда окремненные известняки, мергели и известковые глинистые сланцы со специфическим комплексом фауны (птероподами, цефалоподами, брахиоподами). Породы участками сильно пиритизированы. Битуминозность пород значительно уменьшается при движении с запада на восток.

Большим распространением пользуются также известняки, мергели и глинистые сланцы с редкими гониатитами и брахиоподами. Для этих отложений характерно появление коралловых известняков среди битуминозных и почти полное отсутствие чистых силицитов. Эти отложения развиты в зоне морских нерасчлененных фаций. К концу среднефранского века накопление битуминозных осадков с кремнями почти полностью прекращается, на что указывает появление среди мергелей прослоев карбонатных гравелитов.

Зона развития рифовых известняков и банок тяготеет к наиболее подвижным участкам, где в раннефранское время происходили наибольшие относительные поднятия с образованием отмелей и, возможно, мелких островов. Такие участки установлены в ряде точек от среднего течения р. Уньи до р. Подчерема, в районе возвышенности Ура-Чука (р. М. Паток), в верховьях рр. Б. Надоты, Б. Нядейты, Б. Ельца и Кары.

Типичные биогермные фации, представленные водорослево-строматопоровыми известняками, установлены на р. Унье ниже устья р. Б. Дубровной и в нижнем течении р. М. Дубровной. Однако с начала семилукского времени здесь появляются битуминозные известняки и мергели, иногда окремненные, с птероподами. Эти отложения мы относим к зоне морских нерасчлененных фаций.

На остальной площади зоны мелководья накапливались толстослоистые строматопоровые и водорослевые известняки с примитивными фораминиферами и немногочисленными брахиоподами. На границе зон относительно глубоководных фаций и мелководья развивалась узкая полоса карбонатных брекчий и конглобрекчий (Б. Надота, Б. Елец).

К востоку от рифогенных отложений, в бассейне р. Уньи, проходит узкая полоса зоны морских нерасчлененных фаций, которая с востока была ограничена зоной прибрежно-морских фаций. Об этом свидетельствуют переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и кремни. Грубообломочный терригенный материал, вероятно, поступал с юго-востока, а большие накопления кремнезема в осадках свидетельствуют о близости очагов вулканической деятельности. Туфобрекчии установлены в верхнем течении бассейна р. Сев. Сосьвы на восточном склоне Урала (Волков, 1960).

Глубоководные фации с кремнями и окремненными глинистыми сланцами с радиоляриями занимают всю центральную часть хр. Пай-Хой. Здесь мощности отложений в шесть-восемь раз меньше, чем в других фациальных зонах.

В среднефранском веке, очевидно, климат был теплым и умеренным, на что указывает обилие микроорганизмов (битуминозные известняки и сланцы). Временами климат увлажнялся (находки углистых прослоев в семилукских слоях).

Палеогеография позднефранского века (карта 12)

Характер движения и план расположения фациальных зон, наметившихся в среднефранское время, несколько изменились в сторону резкого сокращения площади развития относительно глубоководных и морских нерасчлененных фаций и появления широкой полосы лагунных и мелководно-морских фаций на западном склоне Южного Тимана.

О прибрежно-морских условиях на северо-западе рассматриваемой территории свидетельствует разрез скважины Нарьян-Мар, где встречены песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с линзами известняков. К юго-востоку (южная часть Печорской гряды) они сменяются мелководными карбонатными отложениями с примесью тонкого терригенного материала.

На западном склоне Южного Тимана преобладали лагунные и мелководно-морские условия, определившие накопление глинисто-карбонатных осадков с примесью гипса и ангидрита. К востоку заглинованность постепенно уменьшается, сменяясь преимущественно карбонатно-глинистыми морскими нерасчлененными фациями ухтинского времени. В конце франского века привнос терригенного материала в юго-восточную часть Притиманья полностью прекращается. На месте юго-восточного Притиманья и Печорской депрессии выделялась зона относительно глубоководных морских фаций, прослеживающаяся почти в меридиональном направлении до долины р. Б. Сарьюги. В пределах этой зоны формировались известняки и мергели, иногда окремненные, глинистые сланцы и кремни с итероподами, цефалоподами, пелециподами, брахиоподами. Часто наблюдается пиритизация пород. Однако по отношению с нижележащими слоями битуминозность и окремнение значительно уменьшаются. Образование этих отложений скорее всего происходило на площади относительно глубоководного участка моря, обладающего более или менее нормальной соленостью. Однако в придонных частях его наблюдалось сероводородное заражение вследствие застойного режима (битуминозность, пиритизация).

Застойный характер можно объяснить расположением его между приподнятой западной зоной лагунно-морских фаций и восточной зоной развития мелководья с отмелями и банками.

Зона относительно глубоководных морских фаций прослеживается от р. Колвы (Чочиа, 1955) до верховий рр. Косью и Кожима. На гряде Чернышева глубоководные отложения установлены по рр. Герд-Кырта-Еле и Б. Сарьюге (аналоги золотихинской свиты). Почти во всех разрезах верхние слои среднефранского подъяруса размыты, и в основании верхнефранского подъяруса залегает пачка карбонатного базального конгломерата. Зона мелководья с прерывающейся полосой прослеживалась от р. Уньи до верховья р. Усы. Эти участки в течение среднефранского времени испытывали наибольшее относительное поднятие и поэтому представляли собой к началу позднефранского времени систему отмелей, островов, банок. Известняки на этих участках неяснослойные или массивные, органогенные, чистые, иногда пятнисто-доломитовые, оолитовые, песчанистые или гравелитовые. Они содержат богатый и разнообразный комплекс фораминифер, водорослей, строматопор. Брахиоподы, представленные юными и старческими формами, образуют скопления в виде линз (банок) до нескольких метров в поперечнике. Обилие теплолюбивой фауны свидетельствует о существовании благоприятных условий для их развития в мелком море, куда влияние суши не проникало.

В юго-восточной части поднятия Чернова и на Заполярном Урале развиты известняковые брекчии и конглобрекчии. Глубоководные морские фации были развиты на Верхней Печоре

(нижняя часть европинской свиты), в лемвинской структурно-фацциальной зоне (р. Пага, верхняя часть пагинской свиты), в северо-восточной части хр. Пай-Хой (громашорская свита). Эта фацция охарактеризована яшмами, кремнистыми известняками, глинистыми сланцами с радиоляриями, примитивными фораминиферами. Мощность их в несколько раз меньше, чем в одно-возрастных отложениях относительно глубоководных фацций, что свидетельствует о весьма незначительной компенсации прогибания осадконакоплением.

На восточном склоне Урала, в бассейне верхнего течения р. Сев. Сосвы, накапливались туффиты и туфобрекчии.

В позднефранском веке преобладают органогенные и оолитовые известняки, которые могли образоваться в теплом мелком море субтропических областей. Развитие на Южном Тимане гипсов и ангидритов свидетельствует о засушливых обстановках на континенте: здесь в условиях жаркого сухого климата происходило выпаривание осолоненных лагун.

Палеогеография раннефаменского века (карта 13)

В фамене наблюдаются дальнейшее сокращение и перемещение на восток площади развития относительно глубоководных морских фацций и расширение зоны мелководья с отмелями.

На юго-восточном склоне Тимана шло накопление глинисто-карбонатных осадков, мощность которых постепенно сокращается при движении с востока на запад за счет выпадения из разреза нижних и верхних пачек ижемских слоев (по материалам Т. И. Кушнareвой, Л. И. Филипповой и других исследователей 1959—1960 гг.). В западных разрезах, в Тэбук-Савиноборском и Ира-Ёльском районах, выпадают отложения нижней глинистой и частично глинисто-карбонатной пачек. Западнее их ижемские слои перекрываются визейскими отложениями. Таким образом, большая часть территории юго-восточного склона Тимана была покрыта мелким морем, где накапливались карбонатные отложения с примесью тонкого терригенного материала. Однако, по Т. И. Кушнareвой (1959), поступление терригенного материала в этот мелководный бассейн осуществлялось в минимальной степени. Мощность нижнефаменских отложений резко возрастает с юга (Нижняя Омра — 100 м) на северо-запад (Мутный Материк — 730 м) за счет возрастания в разрезе объема терригенных отложений.

Другая, более приподнятая область занимала весь западный склон Урала и через узкую полосу гряды Чернышева соединялась с мелководьем поднятий Енганэ-Пэ и Чернова, юго-западной частью хр. Пай-Хой. Развитая на этой площади толща, свидетельствующая о мелководных условиях, представлена толсто- или

неяснослоистыми, нередко массивными светло-серыми и пятнисто-доломитовыми известняками и доломитами, строматопорово-водорослевыми и оолитовыми известняками, известняковыми песчаниками и гравелитами. Среди водорослей и строматопор преобладают шаровидные и тонковетвистые. В некоторых участках наблюдается развитие известняковых брекчий (хр. Енганаз-Па), указывающих на проявившиеся в отдельные моменты кратковременные подъемы.

Между западной и восточной приподнятыми областями, как и в позднефранское время, располагалась зона развития относительно глубоководных морских фаций, прослеживающаяся в виде узкой полосы в центральной части Печорской депрессии. Эта полоса выклинивается(?), не достигая южной оконечности гряды Чернышева. Восточнее выделяется более широкая полоса относительно глубоководных морских фаций (верховье рр. Косью, Кожима и Инты). Однако отложения двух этих полос несколько отличаются по содержанию кремнезема и терригенного материала.

В Печорской депрессии преобладают битуминозные и глинистые известняки, доломитовые мергели, иногда сильно окремненные, со спиккулами губок, пелециподами. В верховьях рр. Косью и Кожима фация представлена сильнобитуминозными глинистыми сланцами, окремненными известняками, мергелями и кремнями с птероподами, пелециподами, редкими брахиоподами. Эти отложения более глубоководные и близки к фаменским отложениям Зилаирского синклинория.

Глубоководные морские фации, обусловившие образование яшм, окремненных известняков и сланцев с радиолариями и птероподами, установлены в крайних восточных разрезах Верхней Печоры (бассейн р. Уньи), на р. Паге, в центральной части хр. Пай-Хой. В этих районах мощности раннефаменских отложений сокращены в пять-шесть раз по сравнению с зоной развития мелководных карбонатных фаций. На рр. Вангыре и Герд-Кырта-Ёле в основании нижнефаменских слоев (макаровский горизонт) развита пачка (от 3 до 15 м) известняковых конгломератов. На р. Б. Сарьюге обнаружены хейлоцеровые (терригенно-карбонатные) фации, неизвестные в других районах Печорского Урала, Тимана и хр. Пай-Хой.

Палеогеография позднефаменского века (карта 14)

В позднем фамене происходит дальнейшая перестройка плана расположения фациальных зон. Регрессивные явления, начавшиеся в позднефранском веке на юге Тимано-Печорской провинции, продолжались до конца позднефаменского века. Они привели к изоляции бассейна (юго-западная часть Притиманья)

и образованию осолоненных лагун с осаждением доломитов, ангидритов и гипсов. К востоку осолоненные лагуны постепенно сменяются лагуно-морскими (восточнее Притиманья) и прибрежно-морскими (северная часть Печорской гряды) фациями.

Зона развития мелководья с отмелями занимает вдоль Северного и Приполярного Урала значительно более узкую полосу, чем в раннефаменском веке. Она прослеживается от р. Уньи (участки «Чемейное» и «Порожная») до северной оконечности гряды Чернышева. Затем полоса приобретает пай-хойское простирание, занимая территорию поднятия Чернова, возвышенности Енганэ-Пэ, юго-западного Пай-Хоя. Здесь, как и в раннем фамене, отлагались строматопорово-водорослевые и оолитовые известняки, известняковые песчаники и гравелиты, пятнисто-доломитовые известняки с редкими брахиоподами.

Фации относительно глубоководных участков моря установлены в восточном Притиманье, на Средней Печоре (восточные разрезы), в бассейне верховий рр. Косью, Кожима и Инты. В Тэбук-Савиноборском районе они представлены битуминозными и глинистыми известняками, иногда окремненными и доломитовыми мергелями данково-лебедянских слоев.

На Средней Печоре об их развитии свидетельствуют окремненные известняки и мергели с птероподами и примитивными фораминиферами плитникиртинских слоев.

В верховьях рр. Косью и Кожима среди битуминозных окремненных известняков и мергелей преобладают углистые глинистые сланцы с кремнями. Причем здесь часто присутствуют пласты мелкообломочных известняков, которые, вероятно, возникли в результате сейсмических явлений, сопровождавших проявления подводного вулканизма. О вулканизме свидетельствует присутствие кремня в разрезе верхнего фамена. Из фауны встречаются радиолярии, птероподы, пелециподы и гастроподы. Почти во всех разрезах этого типа развиты пласты (от нескольких метров до 15 м) известняковых конгломератов. Кроме того, на восточном борту Печорского палеограбена в толще известняков нередко наблюдаются текстуры оползания полужатвердевшего ила.

Переходные отложения от карбонатных мелководных фаций к глубоководным кремнистым в обнажениях наблюдаются редко. В. И. Устрицкий (1961) к образованиям переходных фаций относит конгломераты с гальками и валунами светло-серых известняков, обнаруженных в междуречье Хей-Яги и Янгарея на северо-востоке хр. Пай-Хой.

Мощные пачки известняковых конгломератов установлены в верховьях р. Уньи (урочище «Евтропины Носки»). Однако здесь замещение их происходит не по горизонтали, а по вертикали. На Северном и Приполярном Урале типичные переходные слои не установлены.

Отложения позднего фамена отсутствуют в средней части гряды Чернышева и в бассейне верхнего течения р. Лемвы (р. Б. Надота).

В бассейне рр. Косью, Кожима, Инты, Верхней Печоры и Уньи, где в позднем фамене были развиты относительно глубоко-водные терригенно-карбонатно-кремнистые фации, образование их продолжается и в раннекаменноугольную эпоху.

В течение фаменского века на большей части территории Печорского Урала шло накопление мощных толщ морских известняков с пластами и крупными линзами оолитовых известняков. По мнению Х. Квиринга (Quiring, 1944), наименьшая средняя температура воды и воздуха, при которой может образоваться оолитовый известняк, составляет 20°. Кроме того, необходима амплитуда колебания приливов, по крайней мере на 0.5 м, чтобы могла высохнуть полоса отлива.

На теплый и относительно сухой климат указывает также накопление пачек ангидрита и гипса в юго-западной части При-тиманья.

Тектоническое развитие территории в течение средне- и позднедевонского подэтапа (карта 15)

Общее эпейрогеническое опускание территории, начавшееся в среднем девоне, привело к трансгрессии и образованию на обширных площадях платформы отложений базальной терригенной формации кварцевых песчаников и глин. Возраст формации совершенно постепенно меняется от эйфельского на востоке до раннефранского на западе. Погружение сопровождалось в западных районах расколами фундамента и излияниями базальтов эффузивной, трапповой формации. Вместе с туфами и терригенными породами они образуют тесный и типичный парагенезис, который может быть выделен и в особую платформенную вулканогенно-терригенную формацию, если отказаться от разделения ассоциирующих эффузивных и осадочных пород.

Скорость дальнейшего погружения превысила скорость осадконакопления, что привело к формированию на большой площади парагенезиса битуминозных известняков, мергелей, глинистых сланцев и кремней, образовавшихся, как показано Т. И. Кушнаревой (1967), в условиях некомпенсированного осадконакопления. Он сменился во времени значительно более мощным комплексом терригенно-известняковых отложений, который формировался при компенсации прогиба. Дольше всего условия некомпенсированного осадконакопления сохранялись в восточных частях прогиба (на отдельных участках, возможно, до турнейского века). В области западного склона Приполярного Урала, в узкой полосе, примыкающей к сланцевой структурно-формационной зоне гео-

синклинали, условия некомпенсированного осадконакопления не были характерны: преимущественным развитием здесь пользуются отложения доломитово-известняковой формации.

Образование описанных формаций происходило на огромных площадях таких современных структур, как Печорская синеклиза, Предуральский краевой прогиб и часть западного склона Урала. К востоку от этой, очень обширной, структурно-формационной зоны (I) располагалась значительно более узкая протяженная полоса развития сланцевых формаций (II). В течение рассматриваемого промежутка времени в зоне I получили преимущественное развитие глинисто-кремнисто-сланцевая и известняково-глинисто-сланцевая формации. Далее к востоку, непосредственно за Главным глубинным разломом, располагалась следующая структурно-формационная зона (III), в пределах которой образовались формации наиболее пестрого литологического состава, вдобавок быстро сменявшие друг друга во времени. Так, в верховьях р. Сев. Сосвы вслед за базальными полимиктовыми конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками мощностью в несколько десятков метров последовательно сменяют друг друга вверх по разрезу следующие формации: сланцево-эффузивная, спилитово-диабазовая (?) (спилиты, плагиоклазовые порфириды, глинистые и кремнистые сланцы, известняки); терригенная формация полимиктовых конгломератов, песчаников, туфопесчаников (граувакковая формация); известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая, слоистых известняков, вулканогенно-терригенно-сланцевая.

Вулканогенные породы, определяющие облик последней из формаций, представлены спилитами, альбитофирами, роговообманковыми порфиридами, кварцевыми альбиторифами, которые, судя по их химизму (Сирин, 1962), являются палеотинными аналогами эффузивов в интервале от базальтов до дацитов.

Таким образом, в течение рассматриваемого этапа продолжали унаследованно развиваться заложившиеся еще во второй половине ердовика структурно-формационные зоны: известняковая (I), сланцевая (II) и эффузивная (III).

Анализ изопахит в пределах известняковой зоны позволяет высказать некоторые суждения о ее структуре. Наиболее яркой особенностью является наличие здесь Печорского грабена северо-западного простирания, в котором накапливались огромные, до 4 км и более, карбонатно-терригенные толщи девона (З). По-видимому, грабен был асимметричен: он имел более крутое юго-западное крыло. Разлом, ограничивающий это крыло, очевидно, сопрягался на своем юго-восточном продолжении с менее активным разломом (или флексурой) северо-восточного простирания, устанавливаемым по резкому сгущению изопахит. Судя по увеличению мощностей среднего и верхнего девона вдоль Урала, в сторону верховий Печоры, можно предположить, что Печорский

грабен, расширяясь и выполаживаясь, простирался в область современного западного склона Урала (2).

Юго-восточный Тиман испытывал в течение указанного отрезка времени наиболее медленные погружения (скорость погружения здесь на порядок ниже, чем в Печорском грабене). Любопытно, что в рассматриваемый период наибольшими скоростями погружения характеризовались не только заведомо геосинклинальные структуры, но и платформенные, в частности Печорский грабен.

Палеогеография раннетурнейского века (карта 16)

Регрессия, проявившаяся в позднем девоне, была унаследована раннетурнейским морем. Анализ пограничных слоев между девоном и карбоном показывает, что наибольшее осушение, выразившееся как в продвижении береговой линии к востоку, так и в появлении островов, приходится на время образования карбонатных отложений зоны *Septatournayella gauserae*. Позже, во время отложения осадков с *Quasiendothyra*, отмечается небольшое расширение бассейна.

Материковая суша располагалась на западе района; береговая линия ее, вероятно, проходила по левобережью Ижмы. Сохранившиеся от последующих размывов мелководные прибрежные отложения, вскрытые скважинами по левым притокам Печоры, содержат в джеболской толще и лихвинском надгоризонте песчано-глинистые породы. В отдельных районах (южнолыжские структуры) лихвинские отложения целиком представлены косо-слоистыми песчаниками, что может быть объяснено существованием здесь дельты. Обогащение джеболской толщи (левобережье Верхней Печоры) не только терригенными, линзовидно залегающими, но и углистыми породами также указывает на возможное развитие здесь дельтовых отложений (Разницын, 1961). Наибольшее развитие таких мелководно-морских и дельтовых отложений отмечается в древней Верхне-Печорской впадине, где мощность их достигает 450 м (скв. Джебол 5, по данным А. В. Дуркиной).

С северо-востока к указанной фацальной зоне терригенно-карбонатных отложений, включающей участки развития седиментационно-диагенетических доломитов, примыкают карбонатные отложения открытого моря. На юге, в пределах бассейнов рр. Илыча и Верхней Печоры, эта зона развития карбонатных илов не прослеживается (см. карту). Характерными особенностями этой фацальной зоны являются отсутствие терригенных осадков, слабое развитие макро- и микрофауны. В основании разреза почти повсеместно (рр. Талата, Уса, Щугор, Подчерем) залегают седиментационно-диагенетические доломиты, сменяю-

щиеся выше детритусовыми известняками. Образование этих бедных фауной битуминозных отложений могло происходить в условиях некомпенсированного осадконакопления.

Как мы указывали ранее, к концу раннего турне происходит смена лагунного бассейна (со множеством островов и заливов) на нормально морской. В нижнем течении р. Подчерема можно выделить особую часть раннетурнейского бассейна, в которой лагуновый режим был выражен слабо и условия для существования фауны были более благоприятными. Об этом свидетельствуют находки остракод и брахиопод в глинистых осадках кузьямской свиты, не встреченные пока нигде в других разрезах на этом стратиграфическом уровне.

Преимущественно кремнисто-кальцитовые осадки накапливаются в третьей фациальной зоне, выделенной по разрезам рр. Кожима, Силовы и в верховьях Печоры. На р. Кожиме кремнистые, часто спонгиозитовые известняки с брахиоподами и аммоноидеями переслаиваются с небольшими по мощности прослоями глинистых сланцев. К северу отложения этой полосы не прослежены, и здесь, в бассейне р. Ельца, в непосредственной близости находятся разрезы елецких (карбонатных) и лемвинских фаций. Такое сближение, на наш взгляд, обусловлено послекамменноугольными надвиговыми явлениями, что впервые отметил исследователь лемвинской структурно-фациальной зоны К. Г. Войновский-Кригер (1945).

На поднятии Чернова к зоне развития мелководных кремнегенных и кальцитогенных фаций мы отнесли разрезы по притокам р. Подымей, в которых перекристаллизованные и сильно-кремнистые, лишенные микрофауны известняки переслаиваются с редкими прослоями глинисто-углистых сланцев.

Отнесение черных сильнокремнистых известняков Верхней Печоры (урочище Большой Луг, р. Малая Шайтановка) к описываемой зоне носит пока условный характер ввиду того, что здесь турнейский ярус обнажается фрагментарно.

Восточнее полосы кремнистых известняков нами выделяется мелководная зона карбонатных детритусовых осадков. Разрезы такого типа известны на Полярном Урале и Пай-Хое. По рр. Силове и Каре можно проследить постепенные переходы от кальцитогенных фаций (елецкий комплекс) к кремнегенным (лемвинский комплекс). Именно здесь, на Пай-Хое, сохранились толщи (известняки, иногда кремнистые, переслаивающиеся со сланцами), свидетельствующие о постепенном фациальном замещении известняков кремнистыми яшмовидными породами.

Развитие пород лемвинского комплекса установлено сейчас в трех районах Северного Урала и Пай-Хоя. Это свидетельствует о широком площадном развитии кремнегенных, пелитогенных и туфогенных (Пай-Хой) фаций, размещавшихся на границе с геосинклинальной зоной.

Нижнее турне этих районов выделяется предположительно, по стратиграфическому положению, и на рр. Каре и Силове представлено пестроокрашенными кремнистыми сланцами и более массивными полосчатыми яшмовидными породами. Аналогами этих пород в лемвинской зоне можно считать тонкослоистые, преимущественно серые и темно-серые кремнистые сланцы нижней подсвиты воргапорской свиты на р. Харуте (Войновский-Кригер, 1963). Большое сходство пай-хойские кремнистые сланцы имеют с пестроокрашенными яшмовидными породами, описанными О. А. Кондяином и А. Г. Кондяином (1960) в бассейне рр. Верхней Печоры и Унжи.

Таким образом, отложения лемвинского типа имеют широкое развитие на Северном Урале. Непосредственного примыкания их к вулканогенным разновозрастным породам не обнаружено, но наиболее приближенными к ним являются кремнистые породы, переслаивающиеся с мелкообломочными туфами кислого состава, туфоконгломераты, граувакковые песчаники и известняки, описанные В. А. Лидером по рр. Лепле, Хултынье, Сев. Сосьве (Лидер, 1964).

Анализ мощностей нижнего турне дает основание выделить два участка усиленного опускания земной коры. На юге выделяется Печоро-Илычский палеопрогиб, где накапливались карбонатно-терригенные осадки максимальной мощности. В центральной части рассматриваемой территории условно выделяется Косынский палеопрогиб, северное замыкание которого не установлено.

По обилию в разрезах фораминиферовых и водорослевых известняков можно предполагать, что климат раннего турне был теплым. На принадлежность рассматриваемой территории к субтропической провинции указывают палеогеографические построения Н. М. Страхова (1960).

Палеогеография позднетурнейского века (карта 17)

С. В. Семихатова (1958), Г. А. Смирнов и Т. А. Смирнова (1967) показали, что позднетурнейский век характеризуется развитием обширной трансгрессии, объединившей моря Русской платформы, Урала, Казахстана и Кузнецкого бассейна. На исследуемой территории расширение пределов североуральского бассейна зафиксировалось в накоплении выше терригенных и карбонатно-терригенных отложений нижнего турне известняков черепетского и кизеловского горизонтов. Такая смена литологических комплексов в разрезе указывает на миграцию береговой линии в западном направлении.

Однако в силу более поздних тектонических движений западная полоса прибрежных верхнетурнейских отложений была выве-

дена выше уровня моря и к настоящему времени оказалась размытой. Поэтому полоса развития отложений верхнего турне по площади уступает зоне развития нижнетурнейских пород.

Основной областью, поставлявшей глинисто-песчаный материал, являлась северо-восточная периферическая часть Русской платформы. С этой континентальной суши, вероятно, продолжали стекать многоводные реки с сильно развитыми дельтовыми отложениями. Как и для раннетурнейского века, с существованием дельты мы связываем терригенные отложения левобережья Верхней Печоры. Здесь, в скважинах Сев. Мылва, Вежаю 835, Жебол 5, Ньюылга-Вож и других, глины, алевролиты и песчаники часто преобладают в разрезах. Нередко в них содержатся углистое вещество, отпечатки наземной растительности (скв. Роцца-Ёль, Сев. Мылва 47).

Сходными типами осадков характеризовались более северные участки побережья западного континента. В бассейне р. Кожвы, очевидно, не существовало крупных рек, в связи с чем глинистые породы в разрезах верхнего турне здесь составляют всего 10—20%, а прослой песчаников не отмечены совсем.

Указанные выше районы Верхней Печоры и левобережья Средней Печоры мы объединяем в фациальную зону мелководных и дельтовых образований. Наиболее мощное развитие осадков этого типа известно в бассейне р. Вуктыла, где, по данным И. С. Муравьева (1965), мощность их достигает 550 м. Здесь они представлены глинистыми сланцами, известняками, песчаниками. При дальнейшем изучении продуктивной угленосной толщи месторождения Еджид-Кырта (правый берег средней Печоры) возможно отнесение нижних слоев этой толщи к кизеловскому горизонту (Черных, 1966), и, таким образом, область развития турнейских дельтовых пелито- и псаммитогенных фаций может расшириться к северу.

Замещение песчано-глинистых раннетурнейских отложений на карбонатные наблюдается в нижнем течении р. Подчерема, где углистые аргиллиты описаны лишь в составе кузьямской свиты (верхи упинского—низы черепетского горизонтов Русской платформы). Большая часть поздне-турнейского века характеризуется здесь накоплением карбонатных органогенных илов.

К северо-западу от описанной мелководно-дельтовой зоны мы выделяем участок развития карбонатных мелководных осадков открытого моря. Об этом свидетельствуют детритусовые известняки черепетского и кизеловского горизонтов с большим количеством брахиопод (иногда образующих банки), одиночных кораллов на рр. Б. Патоке, Щугоре, Подчереме. В Печоргородских структурах (Солнцев, Литвиненко, 1964) и юго-западной части гряды Чернышева (Елисеев, 1963) отмечены также известняковые разрезы турне.

Наиболее широкое площадное развитие отложения этой зоны имеют на севере Приуралья, в районах Большеземельской тундры, где они не полностью уничтожены послетурнейским размытием. В типичном разрезе в низовьях р. Талаты чернышинский надгоризонт имеет мощность 46 м и представлен преимущественно водорослево-детритусовыми известняками. Значительное сужение этой фациальной зоны предполагается в среднем течении рр. Щугора и Подчерема. Здесь между западной прибрежной и описываемой мелководной зонами наблюдается развитие черных битуминозных кремнистых известняков. Подобные же известняки развиты на р. Кожиме и в верховьях р. Коротаихи. Они указывают на развитие в этих районах в условиях некомпенсированного осадконакопления относительно глубоководных фаций.

С востока к мелководной фациальной зоне примыкают отложения, разнородные по составу. В северной части это глинистые сланцы, на Пай-Хое — частые прослои известняков.

В лемвинской структурно-фациальной зоне, как и на северо-восточном склоне Пай-Хоя, в позднем турне существовали в общем мелководные условия. По набору весьма сходных пород (кремнистых, часто пестроцветных сланцев) мы объединяем эти районы в одну фациальную зону. Большое влияние на концентрацию в этих участках бассейна кремнезема оказывали очаги вулканизма, располагавшиеся на территории современного восточного склона Урала. Об этом свидетельствуют основные эффузивы и туфы, залегающие в Северо-Сосьвинском районе в толщах как морских, так и лагуинно-континентальных образований верхнего турне (Волков, 1960). Можно предполагать, что вулканическая зона, выделенная нами для южной части рассматриваемой территории, существовала восточнее бассейна Лемвы, но отложения ее разрушены эрозионными процессами.

О теплом влажном климате позднетурнейского века свидетельствуют известняки органогенного сложения и прослои каменного угля, развитые на Северном Урале, в Приуралье и др., и высокоствольная растительность субтропического типа (Волков, 1960).

Тектоническое развитие в течение турнейского подэтапа (карта 18)

На границе фаменского и турнейского ярусов в данном районе, как правило, не наблюдается резкой смены характера отложений: фактически средний, верхний девон и турне образуют единый тектонический этап. Вместе с тем облик, распределение формаций и структурный план района в течение турнейского века отличались некоторыми особенностями. Чтобы показать это, мы даем его характеристику отдельно.

Усиление прогибаний в начале турнейского века, которое отмечается, в частности, А. В. Дуркиной, Н. В. Кузнецовой (1964) и В. А. Черных (1966), привело к сохранению (а местами, возможно, и возрождению) условий некомпенсированного прогибания в районе Верхней Печоры с образованием парагенезиса известняков, мергелей, глинистых сланцев и кремней. Выше залегает терригенно-карбонатный комплекс известняковой формации, компенсировавший прогиб. Восточнее и севернее преобладают слоистые известняки. В наиболее западных районах в связи с близостью суши происходило накопление карбонатно-терригенной формации. Современная западная граница распространения турнейских формаций не соответствует условиям их образования: предвизейская и ранневизейская эрозия, связанная с эпейрогеническими поднятиями в конце этапа, уничтожила наиболее западные отложения турне.

Все эти отложения характерны для известняковой зоны (I). Восточнее по-прежнему сохранялась сланцевая структурно-формационная зона (II), характеризующаяся на данном этапе преимущественным развитием глинисто-кремнисто-сланцевой формации, для платформы не характерной. Расположенная восточнее эффузивная зона (III) охарактеризована неполно: турнейские отложения известны в Северо-Сосьвинском районе, где развиты толщи, представленные переслаиванием эффузивов (диабазы, порфириды, оливиновые базальты), полимиктовых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с подчиненными прослоями и линзами известняков. Эти породы образуют тесный парагенезис, который может быть выделен в самостоятельную терригенно-вулканогенно-сланцевую формацию, в составе которой выделяются два комплекса в зависимости от преобладания порфиритов или оливиновых базальтов. Развитие последних, впервые отмечающееся уже в фамене, является предвестником вырождения «собственно геосинклинального» режима в этой зоне, поскольку состав их, по мнению С. Н. Волкова (1960), близок к платформенным базальтам. Нисходящие движения в эффузивной зоне сменялись кратковременными поднятиями.

Из структур второго порядка в турнейском структурном плане необходимо выделить, в частности, неглубокий прогиб (4), являющийся реликтом девонского Печорского грабена. Этот прогиб тесно связан с более глубоким Печоро-Илычским прогибом (2), который был ограничен с северо-запада довольно четким перегибом северо-восточного простирания (разлом или флексура). Другой областью относительно интенсивного погружения был Косьинский прогиб (3), располагавшийся к востоку от района гряды Чернышева; с юго-запада он ограничен разломами, заложившимися, по-видимому, в конце девона (Першина, 1962а; Елисеев, 1963). Область юго-восточного Тимана (1) оставалась относительно приподнятой.

В целом скорость погружений в геосинклинали и на прилегающей части платформы, по-видимому, в турнейском веке несколько уменьшилась в сравнении со средним и поздним долом.

Некоторые черты структурного плана к началу визейского века (карта 19)

Эпейрогенические движения конца турнейского—начала визейского веков вызвали осушение и размывы на большей части известняковой зоны. Структура, образовавшаяся в ее пределах в результате указанных движений, обладала сравнительно простым строением.

На юго-западе по выходам на поверхность отложений франского яруса выделяется склон пологого Тиманского поднятия, от которого фундамент моноклиinally погружается в сторону Уральской геосинклинали, образуя область перикратонных опусканий. В центральной части рассматриваемой территории в осадочном чехле выделяется реликтовый Печорский грабец северо-западного простирания, в котором сохранились от последующего размыва турнейские отложения. Северо-восточнее Печорского грабена существует приподнятый участок Колвинского свода, где в раннем визе на дневную поверхность выходят карбонатные отложения фаменского яруса.

Морской бассейн ранневизейского века находился в субмеридиональной зоне устойчивого перикратонного опускания, занимая пограничное положение между склоном Русской платформы и Уральской геосинклинали. Развитие в южной части этого прогиба — многогеосинклинали, по мнению В. А. Черных (1960, 19686), — весьма мелководных малоомощных кластических и углистых отложений указывает на более медленное опускание его южных частей по сравнению с северными участками, где накапливались карбонаты большой мощности.

Недостаточное количество материала не позволяет уверенно судить о структурных чертах территории, занятой в настоящее время Уральским горным сооружением. Можно предполагать, что на территории современного восточного склона Урала и, возможно, на северо-восточном Пай-Хое уже к началу визейского века возникает антиклинальное поднятие, выразившееся участками в появлении островов (Черных, 19686). Доказательством осушений могут явиться грубообломочные породы в разрезах нижнего визе некоторых районов изученной территории. Так, на Пай-Хое, выше прослоев кислых пузыристых лав и в чередовании с ними, в углисто-глинистых сланцах встречается галька этих же эффузивов. На Полярном Урале отмечено развитие грубообломочных кластических осадков в визейских отложениях восточной

части лемвинской зоны. В более южном районе, на восточном склоне Северного Урала (район устья р. Няйс-Маньи), в основании нижнего визе залегают конгломераты полимиктового состава с включением крупной гальки. Состав макро- и микрофауны известняковых галек свидетельствует о том, что на островной суше размывались нижнекаменноугольные (турнейские) отложения и частично верхнетурнейские (Лидер, 1964).

Палеогеография ранневизейского века (карта 20)

Регрессия североуральского раннекаменноугольного моря достигает максимума в раннем визе. В этот момент выходят из-под уровня моря самые краевые участки северо-восточной части Русской платформы, и размыву подвергаются только что отложившиеся преимущественно карбонатно-глинистые образования кизеловского горизонта (разрезы средней части Печорской гряды, восточного склона гряды Чернышева).

В области восточной островной суши началу визейской трансгрессии соответствует смена континентального режима морским, фиксирующимся в бассейне р. Маньи. Весьма показательными в этом отношении являются также разрезы в бассейне р. Няйс. Здесь в основании нижневизейской известняковой толщи залегают конгломераты с обломками пород турнейского возраста (Лидер, 1964). Эти факты говорят о сокращении островной суши, обусловленном опусканием структур Палеоурала.

Терригенный материал — кварцевые пески и глинисто-углистые частицы — отлагается в бассейне рр. Верхней Печоры, Подчерема и Щугора. Точные мощности аналогов малиновского надгоризонта установить пока не удастся в связи с плохой охарактеризованностью их палеонтологическими остатками. На р. Щугоре по стратиграфическому положению между кизеловскими и туо-синскими известняками выделяется 80-метровая глинисто-песчаниковая толща, большая часть которой, вероятно, принадлежит нижнему визе. Можно ожидать развития аналогов малиновского надгоризонта и в бассейне р. Вуктыла, где средняя часть углисто-глинистой толщи, по обнаруженному И. С. Муравьевым спорово-пыльцевому комплексу, может быть отнесена к верхам радаевского и низам бобриковского горизонтов (Муравьев, 1965).

К северу псаммитогенные фации замещаются, и в бассейне р. Кожима развиты лишь пелито- и углегенные фации с частыми конкрециями и линзами сидеритов. В этих разрезах встречены водоросли, брахиоподы, пелециподы, аммоидеи, ортоцератиты, гастроподы, указывающие на мелководные условия обитания (Чермных, 1967).

Наличие в сланцах следов волнений, а в сидеритах ощутимого количества фосфора (до 4%) также свидетельствует об отложе-

нии терригенного глинистого материала на небольших глубинах вблизи береговой линии. Сходной является мелководная пелитогенная фация нижнего визе северо-восточного склона Пай-Хоя, где в глинистых сланцах встречена фауна аммоноидей, близкая к кожимской. Однако отличие в фаунистических комплексах сказалось в отсутствии в сланцевых разрезах Пай-Хоя брахиопод.

Литологическое различие этих двух удаленных участков заключается в том, что накопление углисто-глинистых осадков на Пай-Хое иногда прерывалось излиянием пузыристых лав и осаджением пеплового материала, о чем свидетельствуют выходы эффузивных и пирокластических пород в нижнем течении рр. Силовы и Кары. В настоящее время не обнаружено промежуточных выходов нижнего визе, позволяющих надежно объединять эти два удаленных участка с аммоноидеями в одну зону. Неясным пока остается строение района восточнее рр. Воркуты и Усы, где можно предвидеть либо карбонатные разрезы нижнего визе, либо стратиграфический перерыв, приходящийся на ранневизейский век.

Таким образом, на западном склоне Урала мы выделяем две фациальные зоны, характеризующиеся преимущественным накоплением терригенного материала. Южная зона отличается от северной развитием псаммитов и наличием прослоев каменного угля.

На восточном склоне Урала В. А. Лидер в Северо-Сосьвинском районе выделяет в объеме нижневизейского подъяруса углисто-глинистые сланцы и песчаники с остатками наземной флоры, выше которых описаны известняково-глинистые сланцы с фауной брахиопод, очень сходной с кожимским брахиоподовым комплексом. В более многочисленном сообществе брахиопод разреза р. Кожима содержатся почти все виды, известные из обнажения р. Маньи: *Rhipidomella* cf. *mic helini* (L'Ev), *Pustula pustulosa* (Phill.), *Productus margaritaceus* (Phill.); это может указывать на принадлежность вмещающих сланцев к образованиям одного, хорошо сообщавшегося бассейна (Черемных, 1968б). Наличие в этих разрезах конгломератов и развитие к востоку мелководных кальцитогенных фаций (рр. Няйс, Щучья) указывают на углубление бассейна восточнее островной суши.

В северной части рассматриваемой территории центральное место в бассейне принадлежало кальцитогенным (детритусовым) фациям. О развитии последних (на Пай-Хое) мы можем судить по разрезам буреданской свиты, выделенной и описанной С. Н. Волковым (1960) в среднем течении р. Силовы и включающей *Plicatifera sublaevis* Kon., *Megachonetes papilionaceus* Phill., *Chonetes* cf. *magna* Rot., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow.

О южном продолжении карбонатной фациальной зоны свидетельствуют разрезы нижнего визе в центральной части гряды Чернышева. Здесь накапливались детритусовые илы с характер-

ными фораминиферами и брахиоподами косьвинского горизонта (рр. Кымбажью, Изъя-Ю). В северной и южной частях гряды выделяются переходные карбонатно-глинистые фациальные зоны.

Таким образом, в ранневизейское время на Северном Урале наблюдается образование различных осадков: континентальных (накапливающихся как на западной материковой суше, так и на островах западной кордильеры уральской геосинклинали), дельтовых, прибрежно-морских и осадков открытого моря.

Климат раннего визе был теплым, влажным, доказательством чего служат остатки высокоствольной наземной растительности и латеритная кора выветривания, формировавшаяся на юго-западном склоне Балтийского щита и Палеотимана.

Палеогеография средневизейского века (карта 21)

В яснополянское время наблюдается развитие обширной визейской трансгрессии, вызванной значительным опусканием восточной части Русской платформы. Материковая береговая линия, таким образом, на протяжении описываемого времени быстро удалялась на запад. На востоке, вероятно, также произошли опускания, приведшие к затоплению части островов.

Пестрая фациальная обстановка была характерна для бобриковского времени, когда расширявшийся к западу бассейн явился ареной накопления терригенного песчано-глинистого и углистого материала.

Прослой песчаников в разрезах среднего визе развиты неравномерно, что было вызвано накоплением песчаного материала в пределах дельты. Именно эти, обогащенные песчаным материалом слои являются коллекторами для нефти и газа (Чермных, Чернявский, 1964). В условиях неоднократной смены регрессивного и трансгрессивного режимов, вероятно, в дельтовых и долиноречных фациях образуются угольные пласты (районы Еджид-Кырты, р. Вуктыл и др.). Дальнейшее выяснение промышленной угленосности терригенных средневизейских отложений должно быть связано с изучением территории к югу от Еджид-Кырты до верховьев рр. Колвы и Вишеры (Чермных, 1959а).

В нескольких пунктах — на рр. Кожиме, Нортнича-Еле, Щугоре, Илыче и Унье — восточной части рассматриваемого района установлены карбонатные аналоги бобриковского горизонта, представленные фораминиферовыми и полидетритусовыми илами. Находки на Северном и Приполярном Урале известняков тупосинской свиты (отвечающей бобриковскому горизонту платформы) свидетельствуют о том, что начало развития великой визейской трансгрессии на Урале следует связывать с дотульским временем (Чермных, 1967, 1968б).

Побережье материковой суши, ограничивавшей бассейн с запада, представляло собой сnivelированную равнинную страну, где происходило выветривание латеритного типа.

В тульское время, в момент широкого распространения моря на запад, транспортирующая роль большой западной реки ослабевает, и принос песчанистого материала в бассейн значительно сокращается. В прибрежной части моря начинают накапливаться бокситовые отложения. Последние, вероятно, заполняли также и небольшие долины мелких равнинных рек непосредственно на континенте, образуя аллювиальные залежи.

Исходным материалом для образования продуктов выветривания являлись, очевидно, древние породы, выходившие на дневную поверхность в осевой части Палеотимана. К ним можно отнести метаморфические сланцы Четласского камня и Джежим-Пармы и верхнедевонские глинисто-карбонатные отложения. Если последние подвергались процессам химического выветривания в течение лишь турнейского века, то метаморфические сланцы претерпевали разрушение и в турнейском веке, и в течение всего девонского периода. Можно предполагать, что в полосе развития прибрежных тульских осадков наиболее качественные бокситовые залежи связаны с корой выветривания метаморфических сланцев не только Палеотимана («Тиманского поднятия»), но и юго-восточных склонов Балтийского щита. Граница последнего в среднем визе могла проходить по линии Сысола—Вымь—Елва—верховья Цильмы.

Следовательно, для тульского времени характерно развитие прибрежных и, вероятно, континентальных пелитогенных фаций, которые к востоку в районе долины Печоры сменялись кальцитогенными фациями (Беляков, Черных, 1970).

Черные и темно-серые битуминозные известняки тульского горизонта, обнаруженные по рр. М. Шайтановке, Илычу, Подчерему, Щугору, Кожиму и в других районах (см. карту), как правило, включают многочисленное сообщество фораминифер, кораллов, брахиопод, криноидей, указывающих на море нормальной солености. Характерно заметное выравнивание фациальных условий в этой части бассейна. Об этом свидетельствуют как комплексы макро- и микрофауны, остающиеся весьма сходными для различных, значительно удаленных участков рассматриваемой территории, так и преимущественно органогенно-карбонатный состав осадков.

На рассматриваемой карте выделена зона прибрежных пелитогенных фаций (переотложенные латериты), представленная, вероятно, лишь тульским горизонтом. С востока к ней примыкает фациальная зона прибрежно-дельтовых отложений, имеющая, вероятно, неровную и пеструю восточную границу.

В этой и в следующей к востоку зонах были развиты преимущественно псаммито-, пелитогенные фации бобриковского времени

и преимущественно кальцитогенные фации тульского времени. В северо-восточной части района граница распространений фаций бобриковского времени продолжает оставаться неуточненной.

Как и для предыдущего, турнейского, века особо выделяется лемвинская структурно-фациальная зона, где накапливались главным образом кремнистые осадки. Последние, по нашему мнению, являлись отложениями неглубокой части бассейна и непосредственно примыкали к островам, характеризовавшимся вулканической деятельностью (Черных, 1966).

Распределение мощностей яснополянского надгоризонта указывает на продолжение существования в среднем визе Печоро-Илычского и Косьинского палеопрогибов с наиболее значительным прогибанием первого. Между ними существовал структурный вал субтиманского простирания, опускание которого протекало в несколько раз медленнее.

Климат в средневизейском веке оставался теплым, влажным, способствовавшим накоплению пластов каменного угля и образованию известковых оолитов (Черных, 1959б).

Палеогеография поздневизейского (намюрского) века¹ (карта 22)

Окское время ознаменовалось максимальным расширением бассейна на запад и восток. Материковая береговая линия сместилась далее на запад, а южная часть архипелага островов испытала погружение, и площадь островной суши здесь сильно сократилась.

Начиная с серпуховского времени, проявляется регрессия моря, выразившаяся в преимущественном накоплении доломитов, глинистых, грубообломочных (брекчий) осадков почти повсеместно на рассматриваемой территории.

На карте, где трансгрессивный и регрессивный этапы развития бассейна показаны суммарно, четко выделяются несколько вытянутых меридионально фациальных зон.

На западе района выделяется обширная акватория лагунного бассейна, в котором преобладало накопление доломитов. Присутствие среди доломитов и доломитизированных известняков прослоев глинистых сланцев, вероятно, указывает на существование небольших островных суши, питавших мелководный бассейн тонкозернистым терригенным материалом. Наиболее вероятное положение осушившихся в конце визе участков морского дна — на месте современной Печорской гряды. Здесь, в бассейне р. Кожвы, в единственном районе Северного Приуралья, В. А. Черных описал брекчий протвинского горизонта, в которых цементом

¹ В настоящем очерке намюрский век (серпуховское время) рассматривается как эквивалент поздневизейского века.

является глина, а обломками — известняки или доломиты. Образование такой породы несомненно связано с обмелением и приносом глинистого материала с формировавшегося Печорского поднятия (Черных, 1969).

Следующая к востоку фациальная зона представлена осадками нормальной солёности: фораминиферовыми, водорослевыми образованиями, среди которых часто встречаются банки гигантопродуктосов, скопления колоний ругоз. Несмотря на большую удаленность от материковой суши, образование этих отложений было связано с частыми осушениями дна бассейна, которые стали проявляться в этой зоне еще в михайловское время. Доказательство этого мы видим в развитии трещин усыхания, оолитовых железных руд и красноцветности разреза (р. Подчерем), связанных с отложениями михайловского горизонта. Обнаруженные в 1959 г. Н. В. Калашниковым и В. А. Черных железные руды могут быть рекомендованы как объект специальных поисков.

В северной части региона окский бассейн характеризовался накоплением карбонатных осадков в более стабильных условиях.

Более обширное обмеление в рассматриваемой зоне открытого моря намечается в веневское, тарусско-стешевское и протвинское время. Оно выразилось в накоплении мощных известняковых брекчий, встречающихся на огромной площади: от р. Уньи на юге и до р. Кары на севере. Наиболее сильные размывы только что образовавшихся окских и серпуховских известняков отмечены в бассейне Щугора и Кожима, где мы вслед за В. П. Горским и Е. А. Грамматчиковой выделяем брекчий обвального происхождения (Черных, 1966). В большинстве же районов грубообломочные карбонатные породы образовались в условиях островного мелководья.

В лемвинской структурно-фациальной зоне в позднем визе наблюдаются также отложения максимального этапа трансгрессии. Общее опускание этой зоны привело к более или менее широкому сообщению с западными участками бассейна, о чем свидетельствуют известняки с фауной брахиопод, фораминифер, гастропод, криноидей, мшанок средней подсвиты воргашорской свиты и карбонатные образования яйюской свиты. Фауна амmonoидей весьма редко встречается в разрезах воргашорской свиты. Она тем не менее может указывать на обособленный в какой-то мере и отличный от центральной зоны комплекс фауны. Возможно, что в отдельные моменты лемвинская зона становилась относительно глубоководным бассейном. Но в целом мы считаем, что наличие на востоке островов обусловило накопление осадков в более или менее мелководной обстановке.

О существовании этой островной суши можно судить по появлению грубокластического материала в восточных разрезах лемвинской зоны (Войновский-Кригер, 1963), присутствию

крупно- и мелкогалечных конгломератов в бассейне р. Щучьей (Дедеев, 1959).

Вероятно, к концу визе площадь островной суши увеличивается, и в пределах современной осевой части и восточного склона Северного Урала устанавливаются континентальные условия (Волков, 1960).

Распределение мощностей окского и серпуховского надгоризонтов к западу от этой суши выявляет обширную прогибающуюся территорию. Здесь отмечены максимальные мощности верхнего визе, до 500 м. Резкий скачок мощностей в районе правобережья Верхней Печоры обусловлен, по-видимому, смещением блоков по расколу меридионального простирания, заложившемуся еще в докаменноугольное время. Но и в этом, интенсивно прогибавшемся районе колебательные движения, как мы видели, приводили к частым обмелениям. В серпуховское время восходящие движения стали преобладающими, что привело к появлению островной суши Печорского палеовала (средняя часть современной Печорской гряды). По данным А. В. Дуркиной и Н. В. Кузнецовой (1964), островная суша образовалась в левобережной части Верхней Печоры. По нашим наблюдениям, наибольший размыв протвинских известняков намечается и в районе р. Подчерема.

Обилие органогенных известняков, развитие биогермов указывают на теплый климат позднего визе. Значительное развитие доломитов на западе района свидетельствует, возможно, о начавшейся аридизации климата.

Тектоническое развитие в течение визейского этана (карта 23)

К началу визейского века благоприятные для непрерывного осадконакопления условия сохранялись лишь по восточной окраине известняковой зоны (I), в сланцевой (II) и эффузивной (III) зонах. Значительная часть известняковой зоны была к этому времени поднята в результате эпейрогенических движений. В зеленокаменной зоне и восточной краевой части лемвинской зоны в это время, по-видимому, началось формирование Войкар-Собского поднятия (4), существование которого устанавливается по появлению в восточной части сланцевой зоны, в визейских отложениях, прослоев полимиктовых песчаников и алевролитов. Таким образом, как и в предсреднедевонский момент развития, широкому эпейрогеническому поднятию на платформе соответствует формирование локального внутригеосинклинального поднятия, возможно, сопровождающееся складчатостью.

Южнее Войкар-Собского поднятия в эффузивной зоне также происходит «разрастание» поднятий, сопровождающееся образованием карбонатно-терригенной формации. Отмеченные факты,

как и признаки длительного осушения в виде кор выветривания, имевшие место в Северо-Сосьвинском районе в начале каменно-угольного периода (Волков, 1960), свидетельствуют о постепенном распадении эффузивной зоны — завершении собственно геосинклинальной стадии развития этой части территории.

Сланцевая зона также постепенно вырождается, о чем свидетельствует наличие упоминавшихся выше толщ песчано-сланцевой формации в ее восточной части на Полярном Урале.

В известняковой зоне трансгрессия визейского моря обусловила накопление на обширной территории отложений базальной терригенной формации кварцевых песчаников и глин, которые в восточных районах (бассейн Средней Печоры) являются угленосными.

В вертикальном направлении на большей части известняковой зоны терригенные базальные отложения сменяются отложениями формации слоистых известняков и доломитово-известняковой. На севере территории значительным распространением пользуются отложения сульфатно-доломитовой формации (парагенетическое сочетание доломитов, гипсов и ангидритов). Анализ мощностей отложений в пределах известняковой зоны показывает, что к этому времени относится прекращение развития Печорского палеограбена.

В восточной части зоны, вдоль региональной флексуры, ограничивающей с запада сланцевую зону, в течение визейско-намурского этапа развивались локальные прогибы, характеризующиеся наиболее интенсивным осадконакоплением: Западно-Пай-Хойский (1), Косьинский (2) и Печоро-Илычский (3), причем контуры их были резкими (по-видимому, обусловлены разрывными нарушениями).

Палеогеография башкирского века (карта 24)

Продолжавшееся локальное поднятие северо-восточной части Русской платформы сопровождалось ростом положительных валобразных структур. На рассматриваемой территории к таким структурам можно отнести Печорское поднятие (палеовал), которое в начале башкирского века образовало обособленную сушу, или архипелаг островов северо-западного простираения. Размывавшимися породами, вероятно, были карбонатные отложения среднего и верхнего визе, так как терригенный кварц отмечается чаще всего в виде небольшой примеси в мелководных башкирских известняках Нижних Ворот р. Щугора. Более заметное накопление терригенного кварца в известняках было отмечено в основании башкирского яруса по руч. Ния-Шор (р. Подчерем).

На востоке островная суша в башкирском веке, вероятно, превращается в сушу материковую со слаборасчлененным релье-

фом. Возможно, истинное положение ее было гораздо восточнее, чем это показано на карте.

На юго-западе рассматриваемой территории отмечено опускание небольшого участка, зафиксировавшееся трансгрессивным налеганием башкирских отложений на размытых известняках виле (скв. Джебол 5, Покча и др.). Следует отметить, что почти повсеместно отложению башкирского яруса предшествовали кратковременные осушения, приведшие к образованию значительных толщ брекчий.

Юго-западнее Печорского поднятия существовала наиболее мелководная часть бассейна, для которой было характерно накопление лагунных осадков. Так, Верхнепечорский район характерен доломитогенными фациями (скв. Покча, Троицко-Печорск, Зеленец, Сев. Мыльва и др.). При движении на север доломиты замещаются известняками, иногда с включениями гипса и ангидрита, переслаивающимися с прослоями глинистых сланцев (скв. Лемью, М. Пера и др.). Накопление глинистого материала в северной части мелководной зоны объясняется влиянием суши Печорского поднятия и, возможно, островов, оставшихся незатопленными в осевой части Палеотимана. Мелководные осадки накапливались и на северо-восточном подводном склоне Печорского поднятия и отличались от западных районов преобладанием осадков моря нормальной солености. Встречающиеся здесь доломитовые известняки (скв. Роцца-Ёль, Печоргородская 51) связаны, вероятно, с существованием между островными сушами участков бассейна с лагунным режимом.

К востоку описанные мелководные, прибрежные, часто лагунные фации сменяются образованиями центральной фациальной полосы — преимущественно осадками мелководного открытого моря.

Почти все изученные разрезы этой зоны бассейна обнаруживают вверх по разрезу смену грубообломочных мелководных отложений более тонкозернистыми детритусовыми осадками (р. Б. Шайтановка, руч. Ния-Шор, Нижние Ворота, р. Кожим, гряда Чернышева и др.). Для осадков этой полосы характерно обилие различных водорослей, что является доказательством весьма мелководных условий.

Описываемая зона протягивается на север и известна в Печорском угольном бассейне. На Пай-Хое и Вайгаче в башкирский век накапливались мелководные водорослевые осадки незначительной мощности. Здесь, в северной части рассматриваемой территории, мелководный башкирский бассейн отличался неустойчивым тектоническим режимом. Так, нижняя часть башкирских отложений (краснополянский горизонт) во многих разрезах отсутствует. К востоку и северу от Воркуты (юго-восточный, юго-западный Пай-Хой и Вайгач) из разреза выпадает и верхняя часть башкирского яруса, что четко фиксируется залеганием ас-

сельско-сакмарских мергелей (сезымская свита) на отложениях средней части башкирского яруса.

Судя по наиболее полному разрезу яруса (мыс Чайка, мощность 90 м), можно предполагать, что бассейн характеризовался развитием мелководных кальцитогенных (водорослевых и полидетритусовых) фаций.

Для центральной зоны преимущественного развития известняков и известняковых брекчий характерно участие в разрезах конкреций и прослоев кремня, включений аутигенного флюорита. Можно предполагать, что кремнезем и соединения фтора поступали в бассейн с востока из области вулканических очагов.

Наибольшая примесь терригенного материала на рассматриваемой территории отмечена в разрезах р. Лемвы (яйюская свита). Здесь, очевидно, увеличивался снос обломочного материала со воздымавшейся островной суши Палеоурала. Это позволяет нам выделить на северо-востоке рассматриваемой территории полосу прибрежных, преимущественно псаммитогенных фаций, восточнее которой существовали интенсивно размывавшиеся участки суши. Последние могли существовать, как и предполагает К. П. Войновский-Кригер (1963), восточнее бассейна Лемвы. В более северных районах существование обширной островной суши уже в башкирском веке можно предполагать благодаря трансгрессивному налеганию нижнепермских отложений на ордовике и силуре в районе оз. Осовей и находкам конгломератов, обломки и цемент которых, по заключению Л. П. Гроздиловой, охарактеризованы позднебашкирскими форминиферами.

Характерной чертой башкирского века является развитие структур северо-западного (субтиманского) простиранья.

Анализ мощностей башкирского яруса дает возможность выделить два участка интенсивного опускания. Один из них располагался в верхнем и среднем течении Илыча (Печоро-Илычский палеопрогиб). Особенно большие мощности (до 100 м) приходятся здесь на краснополянский горизонт (Варсанофьева, Разуер-Черноусова, 1960). Характерно, что прогибание этого района унаследовано еще от турнейского века.

К северо-восточному склону Печорского палеовала примыкал второй, значительно удаленный прогибавшийся участок. Конфигурация изопахит выявляет вытянутый узкий палеопрогиб (названный нами Среднепечорским), который сильно напоминает шовную структуру. Среднепечорский прогиб мог сформироваться в связи с образованием в конце визе разломов субтиманского простиранья. Вероятно, на северо-востоке, рядом с поднимавшимися блоками, обусловившими рост Печорского палеовала, происходило погружение узкой полосы фундамента.

Развитие водорослей, фораминифер, прослоев красноцветных брекчий в восточной части бассейна указывают на теплый климат башкирского века.

Палеогеография московского века (карта 25)

Печорское поднятие в московском веке продолжало испытывать воздымание, что привело к увеличению приноса в бассейн терригенного глинистого материала. На востоке, вероятно, существовала суша, показываемая на картах островной. Возможно, что она имела материковый характер — отсутствие среднекаменноугольных отложений на восточном склоне Урала не позволяет окончательно решить этот вопрос.

В области Тимана и Джемим-Пармы в московском веке, как это явствует из Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы (1960), образовалась островная суша, также обусловившая обогащение осадков глинистым материалом. Распределение фаций между этими участками суши в общем оставалось прежним, т. е. сходным с башкирским веком.

Территория, заключенная между цепочками островов, выделяется нами в зону прибрежных и мелководных фаций. В отдельные моменты в условиях незначительных глубин и теплого климата на этой расчлененной островами и заливами отмели происходило накопление гипсов и ангидритов (скв. Южн. Лемью, М. Пера и др.). Это означает, что морская обстановка временами сменялась на лагунную.

Аналогичные осадки накапливались и в северо-восточной при-островной части Печорского палеовала. Так, в нижнем течении р. Щугора (Нижние Ворота) в сложении московского яруса большое участие принимают аргиллиты. В известняках детритусового сложения и седиментационно-диагенетических доломитах этого разреза встречается терригенный остроугольный кварц.

Восточнее этой зоны выделяется полоса развития преимущественно кальцитогенных фаций, которую мы относим к участкам открытого моря. Так же как и в башкирском веке, здесь в это время образовались конкреции и прослои кремня, которые мы связываем с влиянием восточной суши.

Следует отметить, что юго-восточное подводное продолжение Печорского поднятия могло испытывать в течение московского века неоднократное осушение, приведшее к появлению временных островов. Изучение фаунистических комплексов московского яруса показало, что сообщества фораминифер резко отличаются по составу в близко расположенных разрезах. Вероятно, одной из причин этого различия являлся расчлененный рельеф морского дна, обусловивший существование географических барьеров в виде осушившихся участков.

Свидетельством существования мелей и островов служат гидрактинOIDные биогермы каширского, подольского и мячковского горизонтов, встречающиеся в разрезах р. Б. Шайтановки и на гряде Чернышева.

Мелководный характер среднекаменноугольных отложений (в том числе и московских) выявляется на северо-восточном склоне Пай-Хоя (Беляков, Белякова, 1961). Выходы известняков и известняковых конгломератов в районе озер Осовей и Санго отделены от выходов центральной полосы преимущественно карбонатных осадков широкой областью поднятий и размывов на Пай-Хое.

Полоса прибрежных, существенно терригенных отложений обрамляла карбонатные осадки с востока. В разрезе яйюской свиты часты прослои полимиктовых песчаников, минералогический состав которых, по заключению К. Г. Войновского-Кригера (1963), указывает на размыв массивов гипербазитов, располагавшихся восточнее бассейна Лемвы. Присутствие терригенных московских осадков установлено также на правом берегу р. Кары.

Строение участка земной коры к северо-востоку от Печорской палеогряды может трактоваться двояко: либо здесь в течение всего московского века существовал унаследованный от башкирского века удлиненный прогиб, как показано на карте, либо в московском веке (вероятнее всего в конце его) проявилось поперечное поднятие северо-восточного простирания, о чем может свидетельствовать сокращение мощности московского яруса в бассейне р. Сыни. Во всяком случае, явления обмеления бассейна были характерны для конца московского века. Так, для средней и северной частей гряды Чернышева иногда характерно отсутствие подольского и мячковского горизонтов (Елисеев, 1963). Это наблюдение может быть истолковано существованием здесь в течение московского века периодически осушавшейся отмели.

На севере рассматриваемого региона, начиная с середины московского века, проявились поднятия, охватившие большую территорию. Поднятия северной части гряды Чернышева и соседних районов обусловили отсутствие верхнемосковских отложений в одних местах и накопление маломощных мелководных, преимущественно водорослевых известняков, в других. По этой причине на р. Лёк-Ельце, в верховьях р. Усы, на Пай-Хое и на о. Вайгач московские осадки отсутствуют.

Климатические условия московского века оставались теплыми, о чем свидетельствуют находки рифостроящих организмов (гидрактиниоидов, водорослей, реже брахиопод) и эпизодически встречающиеся красноцветные мергели (Средние Ворота р. Щугора).

Палеогеография позднекаменноугольной эпохи (карта 26)

В позднем карбоне продолжалась регрессия моря. Скорость воздымания северо-восточной части Русской платформы усиливается, в результате чего палеогеографические картины на-

чала и конца позднекаменноугольной эпохи значительно отличаются друг от друга.

Если сушей в первой половине позднекаменноугольной эпохи на западе являлись Печорский палеовал и Палеопай-Хой, то к концу эпохи в поднятие вовлекаются и осушаются участки, располагавшиеся между этими структурами. Таким участком в позднем карбоне являлось палеоподняtie в районе гряды Чернышева, образовавшее поперечную структуру между валами (Печорский палеовал и Палеопай-Хой) субтиманского простирания.

К концу позднего карбона в северной части района на месте Пай-Хоя, Коротайхинской впадины и поднятия Чернова образовалась обширная низменная суша.

Преобладающими осадками в сильно обмелевшем бассейне были рифогенные образования и полидетритусовые илы, располагавшиеся в виде отдельных полос и пятен и тяготевшие к западной (платформенной) части рассматриваемой территории. Остановимся сначала на наиболее характерных для позднего карбона рифовых и биогермных сооружениях.

Из рассмотрения истории развития северо-востока Русской платформы в московском веке можно заключить, что в конце среднего карбона отмечается появление первых прибрежных биогермных образований, связанных с временно существовавшими островами.

В позднекаменноугольную эпоху происходит более интенсивное развитие рифостроящих организмов, первое место среди которых принадлежит гидрактиноидам; затем идут брахиоподы, водоросли, мшанки. Наиболее благоприятным участком развития рифов оказалось частично осушавшееся палеоподняtie в районе гряды Чернышева. Здесь, вероятно, формировались как типично рифовые массивные постройки (Верхние Ворота р. Щугора, нижнее течение р. Кожима), так и пластовые гидрактиноидные образования (бассейн р. Косью). Во всех этих районах, а особенно на гряде Чернышева (Елисеев, 1963), наблюдается переслаивание гидрактиноидных известняков с детритусовыми, что, по нашему мнению, говорит о частой смене глубин образования осадков.

Развитие аналогичных рифогенных известняков следует предполагать и вокруг вытянутой на северо-запад суши Печорского палеоподнятия. У южного окончания этой суши известны рифовые массивы позднекаменноугольного возраста в бассейне Верхней Печоры, являющиеся северным продолжением рифовой полосы, которая выделена ранее в бассейне рр. Колвы и Вишеры (Чочиа, 1955).

Печорский палеовал был, вероятно, незначительно приподнятой над уровнем моря плоской сушей, о чем свидетельствует весьма слабый снос с него песчано-глинистого материала.

Незначительное увеличение терригенных пород в виде прослоев аргиллитов отмечено лишь в разрезах, характеризующих

западную прибрежную полосу. Берега суши имели, вероятно, сильно изрезанные очертания, очень характерные для участков мелководья, которые заросли рифовыми постройками.

К западу от палеовала за предполагаемым рифовым обрамлением выделяются две фациальные зоны: северная мелководно-морская с отложением детритусовых известняков (скв. М. Пера, скв. 383, Ю. Лемью и др.) и южная лагунная со значительно осолёнными водами (скв. Покча, Троицко-Печорск, Джебол 5, Сев. Кельтма и др.).

С востока и северо-востока к Печорскому палеовалу примыкали мелководные фации с преимущественным накоплением детритусовых и пластовых гидрактиноидных образований. Исключение составляет район нижнего течения Щугора, где в непосредственной близости от суши отмечено ритмичное накопление кремнистых и песчанистых осадков. Между этой четко выделяющейся карбонатной мелководной фациальной зоной и полимиктовыми терригенными отложениями лемвинского типа осадков переходного характера не обнаружено, и в зоне перехода можно лишь предполагать существование относительно более глубоководных и более интенсивно прогибавшихся участков. Примером отсутствующих отложений являются известняки, аргиллиты, алевролиты, описанные Н. Г. Чочиа (1955) в самых восточных выходах верхнего карбона Колво-Вишерского края и достигающие мощности 300—350 м.

Прослой глинистых пород среди известняков детритусового состава могут быть обнаружены в разрезах восточных районов с помощью скважин. Возможно, что породы этой полосы вскрыты современным эрозионным срезом, но глинистые прослой могли не сохраниться в естественных обнажениях.

К самой восточной фациальной зоне принадлежат терригенные отложения низов кечь-пельской свиты, которые скорее всего начали накапливаться уже в позднем карбоне. Являясь отложениями внутренней части геосинклинали, песчаники и алевролиты благодаря тектоническим смещениям находятся сейчас намного западнее места своего образования. Южнее бассейна Лемвы аналогичные кечь-пельской свиты не обнаружены.

В связи с продолжавшимися и после каменноугольного периода обмелением моря и увеличением осушившихся территорий полные мощности верхнего карбона на изученной территории не констатированы. Максимальные мощности связаны с рифовой полосой и отмечены нами в бассейне Верхней Печоры, где тритицитовая толща достигает 130 м. Здесь, вероятно, следует ожидать наиболее полные разрезы верхнего карбона и непрерывный переход его к отложениям нижней перми (Черных, Кузькокова, 1965).

Многочисленные рифовые постройки указывают на теплый субтропический климат позднего карбона.

**Тектоническое развитие
в течение средне- и позднекаменноугольного этапа
(карта 27)**

В течение рассматриваемого этапа наиболее широким распространением пользовалась формация слоистых известняков. В западном направлении эти отложения сменяются отложениями терригенно-доломитово-известняковой формации. В конце этапа в результате наметившихся поднятий в современном Зауралье на территории восточной части Колво-Вишерского края накапливались отложения терригенно-известнякового комплекса. В этой части Зауралья интенсивность поднятий была сравнительно слабой. Значительно более интенсивными были поднятия в Полярном Зауралье, которые наметились еще в конце визейского века (Войновский-Кригер, 1963; Елисеев, 1968). В верховьях р. Усы достоверно известны лишь среднекаменноугольные отложения, представленные преимущественно переслаиванием известняков и сланцев (известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая формация). Существование верхнекаменноугольных известняков не доказано (в южной части Лемвинского синклинория неизвестны и среднекаменноугольные). Однако поскольку фауна была встречена только в карбонатных прослоях, то низы кеч-пельской свиты, представленной ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников, могут оказаться каменноугольными (Елисеев, 1968). По-видимому, еще в средне-позднекаменноугольную эпоху мог заложиться прогиб с накоплением терригенного флиша (II). Далее к востоку располагалась зона островных поднятий (III). Таким образом, в средне-позднекаменноугольную эпоху произошло окончательное распадение сланцевой и эффузивной структурно-формационных зон, устойчиво развивавшихся с конца ордовика, и наметились черты нового структурного плана. Внутренняя структура известняковой зоны также претерпела существенную перестройку, выразившуюся в росте новообразованных поднятий платформенного типа (5). Печорский вал (3) образовался на месте девонского Печорского грабена в результате его инверсии после промежутка времени (визейский век), когда грабен не развивался как самостоятельная структура. К юго-западу от Печорского палеовала также произошло своеобразное обращение тектонического режима в сравнении со средним и поздним девоном: там, где были участки интенсивного погружения на средне-позднекаменноугольном этапе, установился режим относительно слабых погружений, и наоборот. Только юго-восточный Тиман (1) остался стабильно приподнятым участком относительно обрамлявших его областей слабых погружений. Расположением вышеуказанных участков поднятия и относительно слабого погружения определяется размещение прогибов (2, 4). В течение рассматриваемого этапа в область поднятия вовлека-

лась все более обширная территория; однако если рассматривать суммарный результат развития, то погружения на большей части территории на данном этапе еще преобладали.

Некоторые черты структурного плана к началу пермского периода (карта 28)

Структурный план рассматриваемой территории к началу ранней перми по-прежнему очень сильно отличался от современного. На месте современного западного склона Урала, на Пай-Хое, как и в пределах смежной части Русской платформы, развивались сравнительно пологие структуры платформенного типа, в ядрах которых, как было установлено ранее В. А. Черных и Н. Н. Кузьковой (1965), на поверхность выходили отложения нижнего карбона и девона. Анализ палеотектонических схем и палеогеологической карты показывает, что в начале перми в центральной части района располагался медленно растущий Печорский вал, простираение которого плавно менялось от субмеридионального на юге до северо-западного на севере. Представляет немалый интерес то обстоятельство, что расположение этой древней структуры совпадает с расположением трех разнородных современных структурных единиц: Печоро-Кожвинского вала (Печорской гряды) Русской платформы, Средне-Печорского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба и Тимаизского поперечного поднятия Западно-Уральской складчатой зоны. На палеогеологической карте в пределах палеовала намечаются сравнительно пологие пликативные структуры более высоких порядков. Вал был асимметричен: ось его была смещена к юго-западному крылу, которое, вероятно, было осложнено тектоническим нарушением. Заложение этого вала, как и заложение существовавшего на его месте девонского Печорского грабена, контролировалось Печорским глубинным разломом.

К югу от Печорского вала намечается пологое платформенное Мичаю-Пашнинское поднятие, возникшее в средне-позднекаменноугольную эпоху. Севернее, в районе Колвинского вала, намечается поднятие, конфигурация которого в плане пока неясна вследствие недостатка фактического материала.

Морфология палеоструктур, образовавшихся к началу перми на месте современных структур Пай-Хоя и Коротаихинской впадины, не совсем ясна. Можно лишь ожидать, что это тоже структуры платформенного типа.

На территории юго-восточного Тимана по-прежнему преобладали относительно слабые погружения; на палеогеологической карте они никак не выражены.

Породы байкальского фундамента всей рассматриваемой территории были перекрыты чехлом платформенных (а на востоке и

геосинклинальных) отложений и на поверхность не выходили. Значительная часть территории (преимущественно ее западная и юго-западная части) была покрыта морем.

В Зауралье в это время преобладала, по-видимому, слаборасчлененная суша, образование которой связано с началом формирования здесь складчатого сооружения Урала. Строение последнего, очевидно, значительно усложнилось в эпохи последовавших деформаций и его черты не могут быть восстановлены в первоначальном виде.

Палеогеография ассельского века

(карта 29)

Воздымание северо-восточной части Русской платформы, начавшееся еще в позднем визе, сменяется в ассельском веке, относимом нами к пермскому периоду, опусканием. Исходя из фактических данных, нижнюю часть ассельского яруса, соответствующую нижней зоне швагеринового горизонта, мы относим к регрессивной, а отложения средней и верхней зон швагеринового горизонта — к трансгрессивной сериям осадков (Чермных, Кузкокова, 1965).

На карте показано распределение суши и моря и типы осадков для трансгрессивного этапа ассельского века. Обилие островной суши (часть мелких островов, вероятно, еще не выявлена) создало весьма прихотливое распределение различных фаций. По составу и происхождению намечаются четыре основных типа отложений: рифогенные массивные известняки; детритусовые слоистые и биогермные известняки; мергели, глинистые известняки; песчаники, алевролиты.

Рифовые образования были распространены, как и в позднекаменноугольную эпоху, в прибрежных участках вокруг Печорского палеовала, испытавшего в позднеассельское время погружение. По наличию значительной мощности рифов, хорошо выраженных морфологически в бассейне Верхней Печоры (Шайтановский Носок, Старичная Чалма) и Уньи, а также по р. Подчерему, можно предполагать, что в позднеассельское время в восточной прибрежной зоне, обрамлявшей южную оконечность Печорского палеовала и восточные склоны островной суши на месте гряды Чернышева, сформировался барьерный риф.

На Верхней Печоре, где видимая мощность рифа достигает 200 м (Шайтановский Носок), рифостроителями являются гидрактинины, водоросли, брахиоподы, мшанки (Чермных, 1960). Преимущественно гидрактининовые рифовые образования встречаются на р. Подчереме, где в обн. 49 наблюдается срез рифового тела, периферическая часть которого неоднократно осушалась и включает сейчас гравий и гальку со следами сверления. Далее к северу предполагаемый барьерный риф прослеживается по эк-

зотическим известняковым глыбам швагеринового возраста среди артинских пород (Чермных, Кузькокова, Михайлова, 1965). Еще севернее гидрактиноидно-брахиоподово-мшанковые известняки простираются в бассейн р. Косью, в район среднего течения р. Усы и по притокам р. Адзвы (Елисеев, 1963).

Нет никаких данных предполагать развитие рифогенных известняков в прибрежной полосе палеоподнятия Чернова. Но существование здесь субтропических широт делает возможным развитие рифов. На юго-западном склоне Печорского палеовала можно, по данным бурения (Коновалова, Сливкова, 1964), наметить развитие рифогенных известняков.

Таким образом, зона развития рифовых и биогермных фаций характеризуется наличием не только собственно рифовых и биогермных пород, но и прибрежных лагунных глинистых отложений.

Второй, не менее распространенный тип отложений ассельского века — детритусовые слоистые известняки, — характерен для западной части рассматриваемого района. Известняки вскрыты скважинами, пробуренными в Печорской депрессии (Кипиево, Вис-1, Малая и Большая Пера, Южн. Лемью и др.) и на западном борту Верхне-Печорской впадины (Нюмылга-Вож, Сев. Мылва, Джебол 5 и др.). Слоистые известняки тесно связаны и с биогермными образованиями, с которыми часто образуют переслаивание. Преимущественно же, как видно на карте, они отлагались в удалении от участков размыва, занимая центральные части впадины.

Особое место в палеогеографическом плане ассельского века занимают карбонатно-глинистые образования Пай-Хоя и Воркутинского района, известные под названием «мергелистого горизонта». Мы считаем, что накопления этих отложений происходили в лагунных условиях, о чем свидетельствует весьма обедненный комплекс фауны: редкие брахиоподы, фораминиферы, единичные мшанки. Среди брахиопод нами встречены ранее не отмечавшиеся лингулы, являющиеся показателями ненормальной солености. Если к тому же обратить внимание на присутствие в горизонте галек девонских и каменноугольных пород (Устрицкий, 1958), то на палеопай-хойской суше можно предположить существование речной системы. Реки, вероятно, изменили химический состав воды изолированного бассейна в сторону ее опреснения. Это не могло не повлиять на расселение в лагуне лишь эвригалинных форм, а также редких представителей брахиопод с роговой раковиной.

Следует отметить, что переход глинисто-карбонатных лагунных отложений Коротаихинской палеовпадины к югу, в область развития рифогенных (?) отложений, остается совершенно не выясненным. Возможно, что мергелистый горизонт можно сравнивать с незначительными выходами мергелей по р. Щугору.

В пользу такого сопоставления говорят и фаунистические данные. К востоку от барьерного рифа более глубоководные отложения в связи с отсутствием обнажений не обнаружены.

Четвертым типом отложений, которые условно можно связать с ассельским веком, являются сероцветные терригенные флишевые или флишоподные отложения кечь-пельской свиты (Войновский-Кригер, 1963).

Сравнение разрезов этой свиты с описанием «прибрежно-морской фации» швагеринового горизонта Н. Г. Чочиа в Колво-Вишерском крае позволяет отложения этих отдаленных районов условно отнести к этой зоне. В районах, занимающих промежуточное географическое положение (рр. Унья, Печора, Илыч и др.), ассельские отложения в виде песчаников и алевролитов не обнаружены скорее всего из-за недостаточной изученности соответствующей части разреза. Однако миграция в ранней перми терригенных отложений с востока на запад, как это отчетливо показал Н. Г. Чочиа (1955) для прилегающей с юга территории Колво-Вишерского края, не вызывает сомнений и доказывается в исследуемом регионе фактическим материалом для более поздних этапов раннепермской трансгрессии.

Климат ассельского века был унаследован от позднекаменноугольной эпохи и, судя по обилию рифовых известняков, оставался теплым.

Палеогеография сакмарского века (карта 30)

В сакмарском веке почти на всей территории рассматриваемого региона господствовал морской режим осадконакопления. Область размыва находилась на востоке, в районе центральной части современного Урала, и, по-видимому, на севере — в районе Байдарацкой губы. Помимо этого, существовали участки островной суши на месте современной Печорской гряды, а также, вероятно, — на территории Колвинской гряды.

По сравнению с предыдущим ассельским веком участки островной суши сократились в размерах в связи с усилившимся прогибанием территории Приуралья и дальнейшей трансгрессией моря, начавшейся во второй половине ассельского века. Перекрывание ассельской островной суши водами сакмарского морского бассейна зафиксировалось трансгрессивным налеганием детритусовых известняков сакмарского яруса на различные горизонты среднего и нижнего карбона в районах Средней Печоры (Ния-Шор, Подчерем, Шугор, Герд-Ю) и Печорской гряды. Уральская береговая линия протягивалась в основном в субмеридиональном направлении и лишь в районе Байдарацкой губы она, вероятно, имела северо-западное простиранье.

Простирание фациальных зон было подчинено направлению береговой линии, за исключением центральной части рассматриваемого региона, где эти зоны отклоняются к северо-западу, подчиняясь простиранию цепочки островов.

На северо-востоке вдоль береговой линии, на некотором удалении от нее, протягивается узкая фациальная зона, характеризующаяся преимущественным развитием песчано-глинистых осадков, находящихся в мелкоритмическом (флишевом) чередовании. Эти отложения, известные под названием кечь-пельской свиты (Войновский-Кригер, 1945), отличаются монотонностью, почти полным отсутствием морской фауны и наличием редкого растительного детрита. По мнению К. Г. Войновского-Кригера, они формировались в условиях, характеризующихся наличием морских течений. В настоящее время отложения кечь-пельской свиты сохранились лишь на территории современной лемвинской фациально-структурной зоны. В пределах Колво-Вишерского края и в бассейне р. Уньи аналогичные терригенные отложения прибрежно-морской фации выделил Н. Г. Чочиа (1955).

В центральных районах распределение фаций в значительной степени осложнено влиянием участков островной суши, благодаря чему здесь наблюдается исключительная пестрота фаций. Так, по руч. Черному (приток р. Б. Сыни) разрезы представлены глинистыми спонголитовыми известняками с линзами и прослоями кремней, переслаивающимися с детритусовыми известняками (Ермилов, 1962), которые отлагались скорее всего в относительно глубоководных условиях.

Непосредственно севернее этого участка (рр. Сарьюга, Уса у Коровьего острова) сакмарские отложения представлены чистыми известняками с большим количеством фауны, являющейся указателем открытого моря нормальной солености. Аналогичные фации были характерны для бассейна Средней и Верхней Печоры, где наблюдаются слоистые известняки с кремнистыми прослоями, также охарактеризованные обильной фауной. Образование этих карбонатогенных фаций встречены в разрезах р. Подчерема (Кырта Морчанов, выше устьев рр. Летника и Б. Дроватницы, ниже Поше-Кырты), по его притоку Ния-Шору и по р. Вуктылу. На р. Щугоре, выше Нижних Ворот, обнаружены доломиты и доломитовые известняки (Кузькокова и др., 1968).

Самые западные фации, тяготеющие к районам юго-восточной части Печорской впадины, характеризуются более мелководными отложениями по сравнению с вышеописанной фациальной зоной. Здесь развиты обломочные, оолитовые и псевдооолитовые известняки с большим количеством фауны, облик которых свидетельствует о существовании в сакмарское время бассейна с подвижной водной средой (Коновалова, Сливкова, 1964).

Существенно отличные условия осадконакопления были характерны для северо-восточной части рассматриваемой терри-

тории. Здесь в условиях слабоопресненной лагуны, унаследованной от позднеассельского века, происходило накопление малоомощных карбонатно-терригенных илов с богатым комплексом фауны брахиопод. Мелкорослость брахиоподовой фауны свидетельствует, по мнению М. Г. Мироновой и Д. Л. Степанова (1957), о своеобразном условии осадконакопления, скорее всего о вязком, неустойчивом характере донных грунтов.

Климатические условия в сакмарском веке были унаследованы от ассельского века.

Палеогеография артинского века (карта 31)

В начале артинского века происходит усиление горообразовательных движений в Уральской геосинклинальной области, причем наиболее интенсивно эти движения происходили в южной части рассматриваемого региона, территориально тяготеющего к бассейну Верхней Печоры и Колво-Вишерскому краю, о чем свидетельствует наличие в указанном районе большого количества грубообломочных прибрежно-морских и дельтовых фаций (конгломератов и грубообломочных песчаников с редкими прослоями глины).

В более северных районах, в Уральской геосинклинальной области, поднятия были, по-видимому, менее интенсивными, так как здесь продолжали сохраняться условия, благоприятные для накопления флишевых толщ кечь-пельской свиты.

Вероятно, флишевый трог в этой части территории сохранился до конца артинского века, и лишь в связи с усилившимся процессом горообразования в кунгурском веке он был «завален» грубообломочным осадочным материалом (Войновский-Кригер, 1945). Однако более точно историю этой части территории проследить не удастся, так как отложения моложе артинских здесь отсутствуют.

Береговая линия Урала в течение артинского века, по-видимому, испытала лишь незначительные колебания, причем положение ее оставалось близким положению береговой линии в сакмарском веке.

Еще большее сокращение в размерах претерпели участки островной суши, имевшие место в центральных частях рассматриваемого региона. Следы размыва, вероятнее всего среднепечорского острова, зафиксированы в артинских отложениях р. Б. Патока. Здесь, в толщах спонголитовых известняков, алевролитов и аргиллитов, встречены крупные глыбы преимущественно рифогенных известняков с фауной ассельского яруса (Черных и др., 1965). Отсутствие обломков с комплексами фауны сакмарского яруса может быть объяснено тем, что размывавшиеся участки уже в сакмарском веке представляли собой сушу, где морского

осадконакопления, естественно, не происходило. Простираение фациальных зон артинского бассейна было в основном подчинено ориентировке восточной материковой береговой линии.

Как уже отмечалось выше, на крайнем северо-востоке сохранился флишевый торг, западнее которого в условиях мелкого эпиконтинентального моря нормальной солености происходило накопление мощных терригенных толщ юнь-ягинской серии, характеризующейся постепенным увеличением грубозернистости вверх по разрезу, что, очевидно, следует связывать с постепенным усилением поднятий в приполярной части современного Урала к концу артинского века.

К западу и юго-западу терригенные отложения этой фациальной зоны переходят в смешанные карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные отложения прибрежно-морских и мелководных морских фаций, протягивающихся в виде сравнительно узкой полосы вдоль всего Урала. Западная граница этой фациальной зоны с севера на юг прослеживается по линии: устье р. Адзвы—Усть-Щугор—скв. Еловка-1.

В южной части этой полосы (Верхняя Печора) нижняя часть разреза сложена толщей детритусовых известняков, обогащенных глинистым материалом. У границы с фацией прибрежно-морских и дельтовых отложений за пределами рассматриваемой территории (в Колво-Вишерском крае) развивались мшанково-криноидные рифовые массивы (Чочиа, 1955).

На Средней Печоре в начале артинского века мы наблюдаем терригенные отложения на востоке и карбонатные — в западных частях бассейна. Во второй половине века наблюдается дальнейшее отступление бассейна, и артинские отложения уже повсеместно представлены прибрежно-морскими образованиями, сложены мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами, которые вверх по разрезу переходят в толщу грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов (разрезы рр. Подчерема и Щугора). Характер разреза указывает на продолжающийся процесс постепенной регрессии моря и смещение к западу края области размыва.

Палеогеография кунгурского века (карта 32)

Наиболее интенсивные поднятия в кунгуре по сравнению с артинским веком переместились в северную часть Урала. С этим районом связано развитие фациальных зон с накоплением грубообломочных пород.

Палеоуральская суша в Верхне-Печорском районе носила, видимо, слаборасчлененный характер. Здесь в непосредственной близости от берега развиты лагунные галито- и магнезитогенные фации.

Берег кунгурской уральской суши, так же как и в предшествующие эпохи, имел субмеридиональное простирание, что в основном определило ориентировку фациальных зон. На севере, западнее грубообломочных прибрежных отложений, выделяется зона развития угленосных фаций. Строение разрезов в бассейне р. Воркуты показывает, что мелководно-морские фации здесь в течение кунгурского века сменялись на лагунные и континентальные (болотные), обусловившие образование промышленных залежей каменного угля.

К западу от этой основной зоны угленакопления прослой каменного угля редки и встречены лишь в верхних слоях кунгура. Выделяемая здесь А. В. Македоновым (1965) зона развития аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями каменного угля и кремнистыми конкрециями прослежена от побережья Печорского моря на юг до верховьев рр. Сыни и Вангыра.

В районе Средней Печоры не было условий, благоприятных для образования как углей (есть только мелкие его прослойки), так и солей. Очевидно, здесь морские условия сохранились в течение всего кунгурского века. Характер отложений и фауна на протяжении всего кунгура остаются морскими, постепенно приближающимися к континентальным. Знаки ряби в ряде горизонтов (выходы по р. Щугору выше Нижних Ворот, у Б. Елмача и Зыран-Еля) говорят о влиянии течений на формирование отложений. Наличие грубых осадков и конгломератов свидетельствует о близости суши, являвшейся областью сноса. Крупные глыбы известняков в песчаниках р. Щугора (район Б. Елмача) скорее всего появились в результате оползней или обвалов, имевших место в прибрежно-морской зоне (Кузькокова, 1960б, 1962).

По наличию прослоев известняков на Средней Печоре выделяется западная фациальная зона развития пелито-, псаммитов и кальцитогенных фаций. В северной части Верхне-Печорской впадины выделяется зона развития гипсо- и ангидритогенных фаций, сменявшихся неоднократно накоплением аргиллитов и песчаников (скв. Роща-Ель, Лемью, М. Пера и др.). Южная часть впадины (бассейн Верхней Печоры) в кунгурском веке являлась засоленной лагуной, в пределах которой накапливались каменные и калийные соли (Богацкий, Войтович, 1964; Чочиа, 1955).

Анализ мощностей кунгурских отложений показывает, что наибольшее опускание было связано с приполярной частью Урала и с современным Пай-Хоем, где накапливались отложения, мощность которых превышала 1200 м.

Климат в кунгурском веке на рассматриваемой территории был неодинаковым. На севере процессы углеобразования протекали в условиях влажного теплого климата. Морская фауна (брахиоподы, мшанки, морские лилии и др.) в разрезах Средней

Печоры, нередко образующая рифовые постройки, не противоречит этому выводу. В южной части территории климат был жарким и засушливым, о чем свидетельствуют отложения эвапоритов.

Тектоническое развитие в течение ассельско-кунгурского этапа (карта 33)

Продолжение перестройки структурного плана территории, начавшееся в средне-позднекаменноугольную эпоху и вызванное усилением орогенических движений в геосинклинальной области, способствовало наряду с изменением климатической обстановки быстрой смене литологических комплексов во времени и в пространстве. Этот процесс захватывает также известняковую зону, что существенно отличает данный этап развития от предыдущих.

Начало этапа знаменовалось общим погружением территории, выделявшейся ранее в качестве известняковой зоны, и накоплением на большей ее части отложений, характерных для литологических комплексов слоистых известняков и доломитово-известнякового комплекса. Лишь в северо-восточных районах (Печорский угольный бассейн) в начале перми отлагались терригенно-карбонатные осадки, широко известные под названием мергелистого горизонта; последний характеризуется малыми мощностями осадков (12—40 м), формирование которых тем не менее продолжалось длительное время, охватывая ассельский и сакмарский века (Миронова, Степанов, 1957). Эти особенности позволили Н. П. Хераскову выделять «мергелистый горизонт» в самостоятельную формацию (Пуцаровский, 1959, стр. 37).

В узкой зоне, примыкающей к Главному уральскому глубинному разлому, в начале раннепермского этапа происходило накопление ритмично чередующихся терригенных отложений: аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников. По мнению К. Г. Войновского-Кригера (1965), они отлагались в узкой ложбине типа флишевого трога. От западной структурно-формационной зоны (I) этот флишевый прогиб, видимо, отделялся региональной флексурой, вдоль которой в южных районах формировались барьерные рифы, протягивающиеся в виде цепочки из Колво-Вишерского края до Средней Печоры.

Начавшееся в артинском веке усиление горообразовательных процессов на Урале привело к выносу в приплатформенную часть территории большого количества грубого кластического материала, заполнявшего формировавшийся вдоль поднятия Урала Предуральский краевой прогиб.

Наиболее широкое распространение формация полимиктовых песчаников и глин получила на территории Печорского угольного бассейна, что связано с резким усилением поднятий в области современного Полярного Зауралья. Западнее этой полосы, на

территории медленно погружавшейся платформы, тектонические условия были более стабильными, что выразилось в однообразии формационного облика отложений; на обширных пространствах формировались отложения доломитово-известняковой формации и комплекса доломитов и ангидритов, относимого к сульфатно-доломитовой формации.

В кунгурском веке в приуральских районах произошла новая смена тектонического режима: значительно сократился вынос терригенного материала с Северного Урала и, наоборот, усиливались поднятия и эрозия в полярных областях Урала. Это обстоятельство вместе с изменением климатической обстановки создали благоприятные условия для образования в южной части района терригенной соленосной сульфатно-доломитовой формации. В то же время в северной части района началось образование молассы, представленной преимущественно угленосной формацией полимиктовых песчаников и глин, восточнее которых в узкой полосе вдоль поднятия Палеоурала накапливались конгломераты и грубозернистые полимиктовые песчаники. В платформенной части территории продолжали накапливаться отложения сульфатно-доломитовой формации.

К концу раннепермского этапа развития в пределах рассматриваемой территории существовали три крупные структуры: восточный край Русской платформы — плиты (I), Предуральский краевой прогиб (II) и поднятие (антиклинорий?) Палеоурала (III). Интенсивность горообразовательных движений в Уральской геосинклинали не была одинаковой для всех ее частей в течение рассматриваемого этапа. Если южная часть Палеоурала испытывала наиболее активные поднятия в течение сакмарско-артинского веков и была более или менее сnivelирована в кунгурском веке, то интенсивность поднятий полярных частей Палеоурала постепенно нарастала от артинского к кунгурскому веку. Об этом свидетельствуют характер вертикальных наборов формаций, а также более интенсивное прогибание прилегающей к Полярному Уралу части краевого прогиба и его значительная ширина.

Предуральский краевой прогиб, заложение которого произошло в начале рассматриваемого этапа, в течение всей ранней перми характеризовался весьма интенсивными скоростями прогибания, компенсированного осадконакоплением. Восточная граница прогиба, видимо, в течение всего этапа оставалась довольно стабильной и проходила западнее Главного уральского глубинного разлома, параллельно ему, тогда как западная его граница мигрировала на запад за счет постепенного вовлечения в погружение пограничных блоков платформы. По мере миграции краевого прогиба происходило «подавление» пологих платформенных структур типа Печорского палеовала (I), который к концу ранней перми представлял собой область слабого погружения, отставав-

шую от погружения соседних районов. В то же время отчетливо чувствуется влияние Печорского палеовала на формирование самого краевого прогиба, сказавшееся в наличии поперечного Средне-Печорского перегиба, отделяющего Усинскую впадину краевого прогиба (2) от Верхне-Печорской (3). Тиман в течение всего этапа оставался областью слабых погружений.

Палеогеография уфимского века (карта 34)

Начало уфимского века по сравнению с концом кунгурского характеризуется во внутренней (наиболее восточной) зоне предгорного прогиба накоплением более грубого терригенного материала, что связано, очевидно, с усилением восходящих движений в области сноса и с общим отступанием бассейна к западу. Внешняя (наиболее западная) зона предгорного прогиба и прилегающая часть платформы, которые в ряде районов (юго-восточный склон Печорской гряды и южная часть Большеземельского мегавала, а также, возможно, гряда Чернышева) представляли собой сушу, напротив, начали погружаться, и осадконакопление стало повсеместным.

Обломочный материал в это время, так же как и на протяжении всего пермского периода, приносился с востока. По крайней мере в южных районах описываемого региона размывались как осадочные породы (по-видимому, кремнистые), так и изверженные. Доказательством размыва изверженных пород служит наличие в песчаниках уфимского яруса большого количества полевых шпатов, магнетита, минералов группы эпидота и др.

Бассейн, в котором происходило осадконакопление, был унаследован от кунгурского века, поэтому в самом начале уфимского века он был таким же, как и в кунгуре: в южной части Верхне-Печорской впадины, — по-видимому, повышенной солености, а севернее — нормальным морским бассейном с морской фауной (фораминиферы, брахиоподы, пелециподы, а дальше к северу — мшанки и морские лилии). Бассейн этот был мелководным, в отложениях его, преимущественно песчаного состава, часто встречаются знаки ряби. С континента в него приносилось много органики в виде растительного детрита, поэтому на дне была восстановительная обстановка, способствующая образованию пирита, а осадки накапливались почти исключительно сероцветные.

Но очень скоро природа уфимского бассейна коренным образом изменилась. Причинами этого являются, по-видимому, изменения климата в сторону большей аридности и опреснение — нормальный морской бассейн стал солоноватоводным. В результате явственно обособились две фациальные зоны: относительно глубоководная на западе — юго-западе и прибрежно-мелководная на вос-

токе—северо-востоке. Вследствие этого уфимский ярус в Печорском Приуралье представлен двумя существенно отличными комплексами отложений, являющимися разными формациями (Čaličev, 1964).

В первой, относительно глубоководной фациальной зоне, органики было очень мало, поэтому господствовали окислительные условия и накапливались почти исключительно красноцветные осадки преимущественно глинистого состава.

Из органических остатков в отложениях этой зоны встречаются только редкие обрывки растений, многочисленные водорослевые желваки и биогермы. В моменты максимального обмеления бассейна и сдвига на запад береговой линии в восточной части этой зоны кратковременно накапливались известковые осадки, в которых органики обычно много и всегда встречаются определимые палеонтологические остатки: пелециподы, остракоды, чешуя и кости рыб, кости, копролиты и кожа стегоцефалов, остатки флоры.

Во второй, прибрежно-мелководной фациальной зоне, с прилегающего континента сносилось и захоронялось много органики, вследствие чего условия были восстановительные и накапливались сероцветные осадки, среди которых преобладали песчаные. Глубина бассейна в этой зоне была, по-видимому, от нуля до первых двух-трех десятков метров. Палеонтологические остатки в отложениях этой зоны представлены пелециподами, остракодами и многочисленной флорой. Изредка встречаются остатки позвоночных и насекомые.

На протяжении всего уфимского века площадь бассейна неоднократно то увеличивалась, то уменьшалась, что влекло за собой перемещение всех фаций в пространстве и перемежаемость их во времени. Но перемещение фаций в пространстве не было беспредельным. Так, первая, относительно глубоководная зона, даже при максимальной площади бассейна не распространялась восточнее указанной на карте линии, так же как и вторая, прибрежно-мелководная зона, не распространялась западнее соответствующей линии на этом рисунке. Вследствие колебаний уровня бассейна и многократной смены условий осадконакопления в полосе, ограниченной указанными линиями, сформировался комплекс переходных красноцветно-сероцветных отложений. Палеонтологические остатки в них представлены фауной и флорой, свойственными как первой, так и второй зонам, только количество растений здесь меньше, чем во второй зоне, но больше, чем в первой.

На прилегающей с востока суше (предгорья Урала) геоморфолого-климатические условия благоприятствовали развитию растительного покрова, хотя и не везде в равной степени. В южных районах рассматриваемого региона климат был наиболее аридный, не вполне благоприятствующий развитию раститель-

ности, а рельеф, по-видимому, был наиболее расчлененный. Флора в уфимских отложениях здесь сравнительно немногочисленна и довольно однообразна. Главную роль играют мхи (*Vorkutanularia*, *Intia*) и плауновидные (*Viatscheslavia*). Реже встречаются членистостебельные (*Sphenophyllum*). Кордаиты, так же как и связываемые с ними семена рода *Samaropsis*, редки. Редки и папоротники. В нижней половине уфимского яруса очень часто и в большом количестве встречаются мегаспоры. В спорово-пыльцевых комплексах нижней половины уфимского яруса примерно четвертая часть, а в верхней половине 56% принадлежит пыльце хвойных, из чего можно заключить, что существенной частью уфимских лесов в южных районах являлись также хвойные растения, которые произрастали, по-видимому, на наиболее возвышенных местах.

В южных районах лишь в начале уфимского века, и только в отдельные моменты, возникали благоприятные для развития растений условия, поэтому угленакопление здесь происходило редко и кратковременно — пласты углей, как правило, имеют мощность не более 0.2 м.

В северных районах климат был более умеренным и влажным, поэтому флора была богаче — остатки ее встречаются значительно чаще и более разнообразного состава. В этих районах доминантами становятся кордаиты и членистостебельные. Часто встречаются папоротники и мхи. Появляется большое число растений, отсутствующих в южных районах. Судя по спорово-пыльцевым комплексам, количество хвойных растений было небольшим.

Большие пространства низинной суши, возникающие при регрессии бассейна, и достаточно влажный климат благоприятствовали накоплению огромных масс растительного материала, поэтому уфимские отложения северо-восточных районов содержат довольно мощные и выдержанные пласты углей.

Как видно на карте 34, наиболее интенсивное угленакопление в уфимском веке в Печорском Приуралье локализовалось почти целиком в пределах Косью-Роговской и Коротаихинской впадин Предуральяского прогиба и в северной части гряды Чернышева. В более южных районах угленакопление было сравнительно незначительным и тяготело лишь к наиболее восточным районам. Таким образом, все переходные красноцветно-сероцветные и прилегающие к ним с запада красноцветные отложения представляют собой зону выклинивания угленосных отложений. Но, как известно, такие зоны оказываются часто нефтегазоносными, поэтому вся эта зона должна быть перспективной на нефть и газ, что и отмечено на карте. Этот вывод находится в полном соответствии с давно известной нефтеносностью уфимских отложений ряда районов части платформы, прилегающей к предгорному прогибу. Во всех выделенных на карте зонах отмечены многочисленные фосфатопроявления (Чалышев, 1968).

Палеогеография казанского века (карта 35)

В начале казанского века по сравнению с уфимским в области сноса произошли новые, еще более сильные поднятия, в связи с чем стал приноситься более грубый терригенный материал: казанские отложения ряда районов восточной части предгорного прогиба, кроме песчаников, содержат пачки конгломератов.

В отличие от уфимского века в казанский век размывались главным образом осадочные породы палеозоя, поэтому полимиктовость казанских отложений по сравнению с уфимскими выражена не столь ярко. Вместе с тем в южные районы Косью-Роговской впадины стало приноситься большое количество обломков различных эффузивов, в том числе и таких, какие на современном Урале неизвестны и которые приносились, следовательно, из более восточных районов, чем современный Урал.

Одновременно изменился и характер бассейна седиментации. Причинами этого явились, вероятно, изменение климата, который стал умеренно-гумидным, и восстановление более свободной связи с бореальным морем.

В казанском веке, так же как и в уфимском, существовали две главные фациальные зоны: относительно глубоководная на западе—юго-западе и прибрежно-мелководная на востоке—северовостоке.

В первой, относительно глубоководной зоне, отлагались преимущественно глинистые осадки, часто с тонкой, хорошо выраженной слоистостью. Временами приносился и песчаный материал, иногда шло накопление известкового материала, зафиксированного в разрезах в виде тонких слоев серых пелитоморфных известняков. Весьма любопытным является присутствие в казанских бассейновых отложениях тонких (до 10 см) прослоев горючих сланцев, почти точно таких, как всем известные сланцы верхней юры. Условия на дне бассейна были явно восстановительные. В результате изменения климата и более свободной связи с бореальным морем в бассейн стало приноситься много органики и создались благоприятные условия для жизнедеятельности различных организмов. Казанские отложения относительно глубоководной зоны всегда содержат большое количество пелеципод, остракод, иногда рыб. Пелеципод местами так много, что они образуют известняки-ракушечники. В нижней части казанских отложений иногда встречаются водорослевые желваки и биогермы.

Во второй, прибрежно-мелководной фациальной зоне, шло накопление сероцветных угленосных отложений иногда с фосфоритовыми конкрециями. Среди них большую роль играли песчаные осадки, на которых зачастую возникали хорошо выраженные

знаки ряби. В наиболее восточных районах нередко накапливался крупногалечный материал. Глубина бассейна в этой зоне, так же как и в уфимский век, по-видимому, не превышала двух-трех десятков метров. Палеонтологические остатки в отложениях ее представлены немногочисленными пелециподами и обильной флорой.

На протяжении казанского века бассейн многократно трансгрессировал и регрессировал, вследствие чего все фациальные зоны перемещались в широтном направлении. Это обусловило формирование комплекса переходных отложений, в котором переслаиваются отложения указанных выше главных фациальных зон. Но перемещение фаций происходило в определенных пределах, причем примерно в таких же, как и в уфимском веке, поэтому полоса развития казанских переходных отложений приблизительно той же ширины и располагается на том же месте, что и полоса переходных уфимских отложений. Однако в казанский век по сравнению с уфимским процессы угленакопления становятся довольно интенсивными, поэтому и в переходной зоне временами западная граница распространения казанских угленосных отложений проходила значительно западнее границы уфимских угленосных отложений. Восточная же граница распространения казанских бассейновых отложений по сравнению с таковой же границей в уфимском веке осталась практически неизменной. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что режим колебательных движений в казанском веке был примерно такой же, как и в уфимском.

На прилегающей с востока суше в предгорьях Урала и климатические, и геоморфологические условия вполне благоприятствовали развитию растительного покрова — повсюду в казанских угленосных отложениях встречается многочисленная флора. Однако некоторые различия в условиях произрастания растений в самых южных и самых северных районах все же были. В казанских отложениях южных районов много папоротников, птеридоспермов, кордаитов и гинкговых. В крайних северных районах количество птеридоспермов и гинкговых меньше, а кордаитов как будто больше. Судя по спорово-пыльцевым комплексам, значительное участие в лесной растительности принимали и хвойные растения.

Таким образом, в казанском веке все условия вполне благоприятствовали накоплению больших масс растительного материала на прилегающей к бассейну суше, поэтому во всех северных районах Предуралья прогиба казанские отложения содержат пласты углей и часто рабочей мощности.

Аналогично уфимской казанская полоса переходных отложений вместе с прилегающими с запада бассейновыми отложениями является благоприятной в нефтегазоносном отношении, что подтверждается газопрооявлениями в некоторых структурах.

Палеогеография татарского века (карта 36)

Начало татарского века характеризуется новыми восходящими движениями в области сноса. По сравнению с казанским веком стал приноситься еще более грубый обломочный материал. Татарские отложения внутренней зоны предгорного прогиба часто содержат мощные толщи крупногалечных конгломератов, а во внешней зоне часты пачки крупно- и грубозернистых песчаников и гравелитов, нередко содержащих мелкогалечные конгломераты.

В татарский век по сравнению с казанским доля размыва изверженных пород возросла — татарские отложения, как и уфимские, часто содержат большое количество полевых шпатов среди минералов легкой фракции, а в тяжелой нередко многочисленны минералы группы эпидота. Новые восходящие движения привели к тому, что большое количество эффузивов из современного Зауралья стало приноситься во все районы, начиная от самой южной части Косью-Роговской впадины и кончая Пай-Хоем. Но в более южных районах Приуралья главную роль среди размываемых пород играли все же осадочные отложения — петрографический состав галечного материала татарских отложений здесь сравнительно бедный.

Вследствие крупных поднятий связь татарского бассейна с открытым морем, по-видимому, стала менее свободной, чем в казанском веке. Климат стал более теплым, следствием чего явилось накопление красноцветов в южных и юго-западных районах.

В татарском веке продолжали существовать две главные фациальные зоны: относительно глубоководная на западе—юго-западе и прибрежно-мелководная на востоке—северо-востоке.

В первой, относительно глубоководной зоне, органики было мало, поэтому были окислительные условия и накапливались красноцветные, преимущественно глинистые осадки. Из органических остатков в этой зоне встречаются лишь водорослевые желваки и биогермы. Во второй, прибрежно-мелководной зоне, захоронялось много органики, поэтому отложения ее представлены сероцветами. Глубина бассейна в этой зоне, вероятно, не превышала одного-двух десятков метров. По-видимому, в результате большой силы рек, стекающих с гор, и мелководности прибрежных участков отдельные речные артерии выносили обломочный материал в глубь бассейна, вследствие чего возникали крупные линзы, сложенные более грубым обломочным материалом, чем вмещающие отложения. Палеонтологические остатки в отложениях этой зоны представлены редкими пелециподами и обильной флорой.

Трансгрессии и регрессии бассейна вызывали перемещение фациальных зон, что обусловило формирование переходных

красноцветно-угленосных отложений. По сравнению с казанскими угленосные татарские отложения распространены шире и западная граница их проходит западнее границы развития казанских угленосных проявлений. К западу оказывается сдвинутой и восточная граница распространения красноцветных бассейновых отложений. Таким образом, полоса распространения татарских переходных красноцветно-угленосных отложений по сравнению с предыдущими вся смещена к западу.

Теплый и достаточно влажный климат татарского века благоприятствовал развитию пышной растительности на прилегающей к бассейну суше. Особенно благоприятные условия были в южных районах, где татарские отложения содержат очень разнообразную флору, среди которой особенно многочисленны птеридоспермы, гинкговые и папоротники. В северных районах флористические комплексы татарских отложений значительно беднее по своему составу: в них значительно меньше птеридосперм, папоротников и менее разнообразны гинкговые, а количество кордаитов как будто больше.

Благоприятные условия для произрастания растительности способствовали накоплению большого количества растительного материала, поэтому татарские отложения во всех восточных — северо-восточных районах часто содержат слои углей, иногда весьма значительной мощности.

Татарские переходные отложения вместе с прилегающими красноцветами, представляющие зону выклинивания угленосных отложений, по-видимому, перспективны в нефтегазоносном отношении. В татарских переходных и красноцветных отложениях, как и в уфимских, отмечаются многочисленные фосфатопроявления (Чалышев, 1968).

Тектоническое развитие территории в течение уфимско-татарского этапа (карта 37)

В начале уфимского века продолжалась перестройка структурного плана и происходило изменение облика формации, связанное прежде всего с дальнейшим усилением поднятий в области Урала, которое привело к усиленному выносу полимиктового терригенного материала в сравнительно удаленные области платформы с образованием ряда литологических комплексов терригенной формации полимиктовых песчаников и глини. В части территории, прилегающей к Уралу, по-прежнему формировались отложения, характерные для терригенной угленосной формации; область ее распространения несколько расширилась, а условия образования изменились: угленосные толщи накапливались уже не в прибрежно-морских условиях, а в условиях большого опресненного бассейна — лагуны (Македонов, 1965, и др.). Эти отложения окончательно утратили флишеидную рит-

мичность, характерную для раннепермской нижней морской молассы.

Западнее, в области долины р. Печоры, сероцветные угленосные отложения сменяются отложениями красноцветного терригенного комплекса полимиктовых песчаников, алевролитов и глин. Еще западнее, за долиной р. Ижмы, в составе верхнепермских отложений ощутимым становится содержание карбонатных прослоев (мергели, известняки), в связи с чем мы выделяем здесь красноцветную карбонатно-терригенную формацию. Несмотря на нарастание интенсивности поднятий в области Урала и прогибаний в восточном Приуралье, формационный план верхнепермских отложений отличался относительной стабильностью, что, видимо, связано с гораздо большей по сравнению с раннепермской эпохой уравновешенностью тектонического режима.

В течение поздней перми в пределах рассматриваемой территории продолжали существовать три структуры I порядка: Урал — преимущественно в пределах современного Зауралья (III), Предуральский краевой прогиб (II) и собственно Русская платформа — плита (I). Западная граница краевого прогиба может быть сравнительно легко установлена, так как при переходе от собственной платформы к прогибу резко (в два-три раза) возрастает градиент изменения мощностей. Сравнение расположения западной границы краевого прогиба для ранне- и позднепермской эпох показывает, что в южной части территории западная граница прогиба в поздней перми несколько отступает к востоку. Связано это прежде всего с тем, что в южной части Северного Урала время максимально интенсивного развития поднятий в области гор и опусканий в области прогиба приходится на артинский век (Чочиа, 1955). Отступление прогиба является еще одним свидетельством начавшегося здесь относительного затухания орогенического процесса.

Одной из важных особенностей Предуральского прогиба является то, что при движении к северу мощности отложений в его пределах заметно увеличиваются; это, на наш взгляд, может быть связано с тем, что в северных областях процессы орогенеза, приведшие к образованию прогиба, были чрезвычайно интенсивными и более длительными по сравнению с процессами в более южных районах. В полярных районах в поздней перми скорость максимального погружения достигала, по-видимому, максимальных величин за всю историю региона.

Восточная граница прогиба в течение пермского периода проходила, безусловно, восточнее его современной границы, а ось максимального поднятия, по крайней мере в северной части территории, располагалась в Зауралье, за линией Главного глубинного разлома. Доказательством этому служит, в частности, следующее. В ядрах некоторых синклиналей западной зоны При-

полярного Урала, характеризующейся интенсивной складчатостью, местами сохранились от эрозии толщи, которые принадлежат пермским орогенным формациям. К тому же есть указания (Чалышев, Данилов, 1964) на наличие в верхнепермских и даже триасовых конгломератах гальки пород, неизвестных в западной и центральной зонах современного Урала, и в том числе свежих эффузивов, источник которых мог располагаться только в Зауралье.

Окончательно мегантиклинорий севера Урала и складчатое ограничение Предуральского краевого прогиба на востоке сформировались только к концу триаса, о чем свидетельствуют, помимо всего прочего, отсутствие угловых несогласий в пермотриасовых отложениях и совместное участие этих отложений в складчатых деформациях восточного ограничения современного Предуральского краевого прогиба.

Границы краевого прогиба, надо заметить, не совпадают с границами распространения формаций. Ярким примером является граница верхнепермской терригенной угленосной формации (угленосной молассы), занимающая секующее положение по отношению к западной границе прогиба. В этом находит отражение тесная связь между платформой и накладывающимся на нее краевым прогибом.

Еще труднее уловить связь между формациями и конкретными структурами в пределах собственно платформенной части территории. Однако если, не вдаваясь в детали, рассмотреть общий характер размещения пермских (да и более древних) формаций, то бросается в глаза существенная особенность: границы формаций расходятся к северу, располагаясь, за редкими исключениями, веерообразно или ветвеобразно. Это, безусловно, связано с ветвеобразным расположением глубинных разломов, из которых наиболее значительными являются Предтима́нский, Печорский, Главный уральский и связанный с последним гипотетический Байдарацкий глубинные разломы. Эти глубинные разломы, по-видимому, сопровождаются «свитам» более мелких субпараллельных разломов, образующих сложную систему ветвлений и пересечений, которая в значительной степени определяла структурный план территории и нашла отражение в характере размещения мощностей отложений различного возраста. Так, изопакиты верхнепермских отложений довольно четко оконтуривают на месте современного Тимана вытянутую в том же направлении пологую валообразную структуру (2), образованную неравномерным опусканием блоков северо-западного простирания. Печорский вал, который, несмотря на общее погружение территории, в течение ранней перми существовал и даже, по-видимому, рос, подавлялся наступившим с востока Предуральским краевым прогибом, развивавшимся значительно быстрее и интенсивнее. Важно отметить, что, по-видимому, и Печорский

вал в свою очередь влиял на структуру краевого прогиба, о чем свидетельствует изгиб границы к востоку напротив поднятия. Эта граница подтверждается и конфигурациями изопахит верхнепермских отложений, хотя сам вал в течение поздней перми не был выражен сколько-нибудь четко, по-видимому, в связи с дальнейшим наступлением прогиба на эту платформенную структуру. В то же время к концу поздней перми на северо-востоке рассматриваемой территории, в районе Седюяхи, возникло удлиненное сводовое поднятие (1), в отдельных участках которого верхнепермские отложения были полностью уничтожены предтриасовым размывом. Впоследствии, в конце триаса, Печорское и Седюяхинское поднятия были возрождены и объединены в результате нового движения вдоль Печорского глубинного разлома в единую «Малоземельско-Печорскую гряду» (Дедеев и др., 1965).

Палеогеография индского века (карта 38)

В конце татарского—начале индского века Урал испытал новые, еще более сильные восходящие движения, которые захватили и Печорское Приуралье. Вследствие этого произошло осушение всех приуральских районов и начался размыв ранее накопившихся татарских отложений. Осадконакопление в это время не прерывалось, по-видимому, только в наиболее крупных отрицательных геоструктурных элементах Печорской синеклизы, в частности, в Печорской депрессии.

Одновременно произошли и очень существенные климатические изменения, вероятно, в связи с общей перестройкой климатического плана Земли (Страхов, 1960). Если в татарском веке в северо-восточных районах был умеренно-гумидный климат, а более или менее аридный климат был только в крайних юго-западных районах, то в начале индского века, по-видимому, уже вся Печорская область входила в аридную зону.

Поднятия на Урале привели к тому, что горными реками на прилегающую равнину стал выноситься очень крупный обломочный материал. Поэтому при возобновлении осадконакопления почти во всех районах Печорского Приуралья стали формироваться валунные и крупно-разногалечные конгломераты.

На востоке Коротаихинской впадины принос грубообломочного материала продолжался длительное время. В более южных районах Печорского Приуралья индский бассейн седиментации расширился, береговая линия его сравнительно быстро передвинулась к востоку, что вызвало перемещение в этом направлении и полосы прибрежных галечников. Это привело к тому, что в большинстве районов Печорского Приуралья после валунных конгломератов стали отлагаться глинистые и песчаные осадки — низы индских отложений почти повсюду сложены переслаива-

нием песчаников с красноцветными глинистыми породами. В это же время в некоторых районах (рр. Силова, Адзъва и др.) произошли излияния базальтов.

Дальнейшие поднятия Урала привели к усилению спаса обломочного материала и, вероятно, к некоторому отступанию береговой линии на запад, вследствие чего накопление глинистых осадков в Печорском Приуралье почти повсеместно сменилось накоплением песчаного материала. Глинистые образования оказались вытесненными далеко к западу. В это время более или менее ясно наметились три фациальные зоны: восточная, центральная и западная.

В восточной зоне в прибрежных условиях продолжалось накопление грубого обломочного материала, источником которого были современные зауральские районы — среди галек индских конгломератов очень большую роль играют различные эффузивы, не отмечающиеся на современном Урале. Восточную зону представляют индские конгломератовые отложения восточных районов Коротаихинской впадины (рр. Силова, Хальмеръю, Тальма-Ю и др.). Предположительно ее распространение показано на карте и далее к югу, ибо среди песчаников индского яруса р. Б. Сыни и руч. Сидор-Еля встречаются включения крупной гальки и мелких валунчиков. Из этого можно заключить, что несколько восточнее были развиты галечниковые отложения.

В центральной зоне, в условиях прибрежного мелководья, шло накопление почти исключительно песчаных осадков. Частые мелкие трансгрессии и регрессии бассейна приводили к тому, что ранее отложившиеся индские глинистые отложения зачастую подвергались размыву, вследствие чего среди песчаников очень часты включения галек и катунов красноцветных глинистых пород. Песчаниковые отложения верхней половины (часто даже двух третей или трех четвертей) индского яруса центральной зоны занимают широкую полосу по всему Печорскому Приуралью. С учетом положения крупных геоструктур намечается расширение этой зоны в районе сочленения Большесынинской впадины Предуральского прогиба и Денисовского прогиба Печорской синеклизы. Вдоль Денисовского прогиба и Колвинского мегавала возможно ответвление этой зоны на северо-запад. Фактического материала пока недостаточно, чтобы решить этот вопрос окончательно, поэтому на карте показаны два возможных варианта распространения преимущественно песчаных отложений индского яруса в районе расширения центральной зоны.

В третьей, западной, зоне накапливались преимущественно красноцветные глинистые осадки и лишь отчасти песчаные. Эта зона была более удаленной от берега, чем предыдущие. Достоверное развитие западной фациальной зоны устанавливается лишь в районах Печорской депрессии, в частности, в районе скв. Кишиев-1. Можно предполагать, что преимущественно глини-

стыми отложениями индский ярус будет представлен и к северо-западу от гряды Чернышева — в скв. Крт-14, в верхах индского яруса уже отмечаются прослой глинистых пород.

В индский век, так же как и в пермский период, размывались и осадочные и изверженные породы; судя по очень высокому процентному содержанию тяжелой фракции, по большому количеству полевых шпатов, магнетита, ильменита, минералов группы эпидота и др., основная роль среди размываемых пород принадлежала изверженным породам.

Среди минералов тяжелой фракции иногда много ильменита — до 6 кг на тонну (Чалышев и др., 1965), циркона — до 0.4% на массу породы (Чалышев, 1959, 1961) и некоторых редких минералов. Все это в совокупности с большой устойчивостью разрезом и на основании бассейнового происхождения индских отложений центральной зоны позволяет считать их в целом перспективными на нахождение россыпей ильменита и редких минералов.

Бассейн, в котором происходило накопление индских отложений, был связан с морем, скорее всего с бореальным. На это указывают морские конгломераты в основании индского яруса этой реки (Чалышев, 1962а); фосфоритовые конкреции в крайних северных разрезах этого яруса (р. Янгарей); большое количество пирита в индских отложениях некоторых районов. В бассейне господствовали окислительные условия, поэтому накапливались преимущественно красноцветные осадки. Только в отдельные моменты в прибрежной зоне формировались сероцветные, точнее зеленоцветные, алевроитовые осадки.

На прилегающей с востока суше аридный климат индского века был неблагоприятным для развития растительности, поэтому остатков растений в индских отложениях сравнительно немного. Среди них в южных районах Печорского Приуралья наибольшее значение имели араукариевые и гинкговые, а в северных — членистостебельные и гинкговые.

По данным спорово-пыльцевого анализа, южные и юго-западные районы описываемого региона характеризовались большим количеством пыльцы типа хвойных с ребристым телом, а по мере движения на северо-восток в спектрах увеличивается общее количество спор и пыльцы кордаитов. Общее количество последней, правда, очень невелико.

Аридный климат индского века явился причиной того, что угленакопления в это время во всей Печорской области не происходило.

Палеогеография раннеоленинского века (карта 39)

В конце индского—начале оленевского веков Урал вновь испытал поднятия, вследствие чего снос грубого обломочного материала усилился. Поднятия эти в какой-то степени захватили и прилегающие к Уралу районы, и береговая линия бассейна в целом сместилась к западу—во многих районах индские песчаные отложения перекрываются крупногалечными конгломератами.

Одновременно произошло существенное изменение климата. Аридный климат индского века сменился гумидным субтропическим. Это привело к резкой активизации процессов химического выветривания, поэтому глинистые породы нижнеоленинского подъяруса в основном каолинитового состава, изредка с тонкими прослойками белой каолиновой глины, и песчаники характеризуются отсутствием или резким сокращением количества (по сравнению с нижележащими отложениями) неустойчивых против выветривания минералов.

Поднятия на Урале привели к тому, что принос обломочного материала из районов современного Зауралья прекратился и стали размываться преимущественно метаморфические и осадочные отложения палеозоя современного Урала.

Раннеоленинский бассейн, в котором происходило накопление осадков, по сравнению с индским бассейном стал глубже и, по-видимому, имел более резко выраженные контрасты глубин. Связь этого бассейна с морем, вероятно, стала более свободной, чем индского бассейна, вследствие чего в крайних северных районах усилилось фосфатонакопление. Подтверждением того, что раннеоленинский бассейн был морского типа, могут служить сравнительно большое количество плоских, хорошо обработанных волноприбоем крупных галек и валунов в конгломератах основания нижнеоленинского подъяруса рр. Б. Сыни и Шарью, фосфоритонность нижнеоленинских отложений в северных районах, пиритонность, наличие многочисленных гистрихосфер и споры плевромей, которые являются галофитами (Нейбург, 1960).

В раннеоленинском веке, так же как и в индском, намечается три фациальные зоны: восточная, центральная и западная.

В восточной зоне на протяжении всего раннеоленинского века шло накопление наиболее грубого обломочного материала, главным образом крупногалечных конгломератов и грубозернистых песчаников, представляющих собой прибрежные отложения. Только в редкие моменты максимального опускания здесь осаждались красноцветные глинистые осадки. Для конгломератов и песчаников этой зоны характерны ярко-желтые, реже красные и фиолетовые цвета. Яркий желтый цвет обязан своим проис-

хождением разложению рассеянного пирита в условиях современного выветривания.

В южных районах описываемого региона восточную зону представляют нижнеоленьские отложения рр. Перебора, Залазной, М. Аранца, Б. Сыни и Шарью. Предположительно распространение этой зоны показано и в северных районах, где ее представляют условно выделяемые оленьские отложения р. Тальма-Ю.

В южных районах развития восточной зоны в нижнеоленьских отложениях отмечаются прослой железной руды (Чалышев, Варюхина, 1966). Эти находки позволяют считать указанные отложения перспективными на обнаружение железных руд, имеющих практическое значение.

В центральной зоне во время максимальных трансгрессий бассейна шло накопление красноцветных глинистых осадков, в северных районах сопровождающееся образованием фосфоритовых конкреций. При сокращении площади бассейна береговая линия его перемещалась на запад, и в центральной зоне накапливались алевритовые и песчаные осадки, чаще всего сероцветные с мелкорассеянным пиритом.

Центральная зона в раннеоленьский век занимала широкую полосу внешней зоны предгорного прогиба, захватывая и платформенные районы Печорской синеклизы, непосредственно примыкающие к прогибу. В районе сочленения Большесытинской впадины и Денисовского прогиба зона накопления песчано-глинистых осадков либо расширялась, либо давала ответвление на северо-запад.

Формирование отложений третьей, западной, зоны происходило в наиболее удаленных от берега частях раннеоленьского бассейна, поэтому осаждались преимущественно красноцветные глинистые осадки и лишь отчасти песчаные. Эту зону представляют нижнеоленьские отложения скв. Кишицево-1, а западнее — скв. Усть-Цильма-1. Возможно, преимущественно глинистыми отложениями нижнеоленьский подъярус будет сложен в платформенных районах, северо-западнее гряды Чернышева.

Субтропический климат раннеоленьского века, с одной стороны, должен был благоприятствовать развитию растительного покрова, с другой стороны, он способствовал и быстрому разложению растительного материала. Вследствие этого растительные остатки более или менее хорошей сохранности в нижнеоленьских отложениях встречаются сравнительно редко (особенно в южных районах), и угленакопления не происходило.

Судя по имеющимся материалам, основную роль среди флоры раннеоленьского века играли членистостебельные растения, гинкговые, а также папоротники. По данным спорово-пыльцевого анализа, в раннеоленьском веке произрастало большое количе-

ство растений, продуцирующих споры. В пыльцевой части спектров преобладают хвойные и гинкговые. Но по сравнению с индскими спорово-пыльцевыми комплексами количество пыльцевых зерен типа хвойных с ребристым телом здесь невелико, причем ребристость выражена очень слабо. По мере движения с юго-запада на северо-восток количество хвойных в нижнеоленинских спорово-пыльцевых комплексах уменьшается, а ребристая пыльца типа хвойных вовсе исчезает. Количество же пыльцы гинкговых в этом направлении, напротив, возрастает.

Палеогеография позднеоленинского века (карта 40)

В позднеоленинский век по сравнению с раннеоленинским поднятия на Урале были меньшей амплитуды, поэтому снос грубого обломочного материала был слабее — конгломераты в верхнеоленинских отложениях отмечаются только в одном, наиболее южном разрезе.

Климат в позднеоленинский век стал, по-видимому, более влажным и прохладным. Это привело к тому, что процессы химического выветривания по сравнению с раннеоленинским веком стали протекать слабее — в некоторых районах накопления позднеоленинских отложений в песчаниках иногда присутствует довольно значительное количество неустойчивых минералов. В связи с изменением климата в позднеоленинский век большое распространение получают сероцветные осадки.

В позднеоленинский век, так же как и в раннеоленинский, размывались метаморфические и осадочные отложения палеозоя Урала.

Связь бассейна с морем и в позднеоленинский век не только продолжала существовать, но, вероятно, стала более свободной. Вследствие этого зона фосфатонакопления стала значительно большей и в отдельные моменты в бассейн проникала морская фауна: гервиллии, ихтиофауна (Чалышев, 1962б).

В позднеоленинском веке намечаются две главные фациальные зоны — южная и северная. В первой из них намечаются три подзоны — восточная, центральная и западная.

В восточной подзоне южной зоны в наиболее мелководных условиях формировался комплекс сероцветно-красноцветных преимущественно песчаных отложений с прослоями крупно- и разногалечных конгломератов (рр. Перебор, Залазная). Прослой глин, отвечающие максимальным трансгрессиям бассейна, здесь редки и маломощны.

В центральной подзоне (рр. М. Аранец, Б. Сыня) частые трансгрессии и регрессии бассейна вызывали частое перемещение всех фаций, вследствие чего разрезы верхнеоленинского подъ-

яруса здесь представлены переслаиванием пачек сероцветных песчано-глинистых отложений с красноцветными и пестроцветными глинистыми породами. Условия осадконакопления в этой подзоне отличались высокой динамичностью. При трансгрессиях возникали благоприятные обстановки для фосфатонакопления, поэтому трансгрессивные серии сероцветных песчано-глинистых отложений имеют много горизонтов фосфоритовых конкреций и линз, содержащих P_2O_5 до 30.52% (Чалышев, 1964, 1968). Вследствие этого вторая подзона может рассматриваться как перспективная на фосфориты.

В третьей подзоне южной зоны осадконакопление шло в наиболее удаленных от берега частях бассейна, поэтому формировался комплекс преимущественно глинистых красноцветных осадков. Отложения, относящиеся к этой подзоне, описаны только в скв. Усть-Цильма-1, поэтому граница ее с центральной зоной проведена условно.

Таким образом, в целом в южной зоне шло накопление красноцветных и сероцветно-красноцветных отложений, в крайних восточных районах — с прослоями конгломератов.

В северной зоне, напротив, формировался комплекс отложений почти исключительно сероцветных, представляющих собой переслаивание песчаников, алевролитов и глин (аргиллитов), в районе р. Хей-Яги — с редкими включениями фосфоритовых конкреций, а в районе устья р. Адзвы и на р. Хей-Яге — с сидеритовыми конкрециями. В последних районах отмечаются и тонкие прослойки углей, т. е. верхнеоленинские отложения здесь в принципе угленосные. В других районах северной зоны ни конкреции, ни угли не отмечаются. Это позволяет северную зону подразделить на две подзоны: восточную (р. Хей-Яга и скв. 646) и западную (скв. 5, 6, Ку-13, Кипиево-1). В связи с недостаточностью материала граница между подзонами пока не может быть достоверно проведена, поэтому на карте показаны два возможных, наиболее вероятных ее варианта.

Гумидный климат позднеоленинского века благоприятствовал развитию растительности, а сероцветные осадки способствовали ее сохранению в ископаемом состоянии, поэтому верхнеоленинские отложения содержат значительно больше флоры, чем нижнеоленинские, и почти во всех районах. Следствием этого является также угленакопление, хотя и очень слабое.

Среди флоры в крайних южных районах преобладали папоротники и птеридоспермы, а в крайних северных — членистостебельные и гинкговые.

В спорово-пыльцевых комплексах среди пыльцы доминировала пыльца гинкговых и хвойных, причем в юго-западных районах гинкговые составляли 10, а хвойные 50%, тогда как в крайнем северо-восточном районе (р. Хей-Яга) гинкговые в среднем составляли 30, а хвойные всего 8%.

В среднетриасовую эпоху по сравнению с позднеоленекским веком существенных изменений в общей палеогеографической обстановке не произошло. Климат оставался примерно таким же, как в позднеоленекском веке, и размывались, по-видимому, те же самые породы. Вследствие этого литологически средний триас близок к верхнеоленекскому подъярису. Может быть, только увеличилась амплитуда колебательных движений в области седиментации, поэтому в среднетриасовую эпоху отложившиеся в восточных районах осадки временами подвергались размыву и вновь захоронялись в виде крупных обломков.

Связь среднетриасового бассейна с морем, вероятно, существовала, о чем может свидетельствовать наличие фосфоритовых конкреций в низах среднего триаса р. Б. Сыни.

В среднетриасовую эпоху, по имеющимся данным, намечаются две главные фациальные зоны: прибрежно-мелководная и более или менее глубоководная.

В первой зоне, которую представляют все разрезы, показанные на карте, за исключением точек 7 и 8, шло накопление сероцветных, преимущественно песчаных отложений. Прослой пород более тонкого гранулометрического состава в отложениях этой зоны редки, особенно в восточных районах. В редкие моменты здесь развивались процессы угленакопления, хотя и очень слабо. Осаждения красноцветного глинистого материала в этой зоне либо вовсе не происходило, либо оно было редким явлением.

В юго-восточном районе описываемой зоны в отдельные моменты были настолько сильные осушения, что ранее отложившиеся осадки подвергались размыву и вновь захоронялись в виде крупных обломков, образуя обычно линзы из таких обломков.

Во второй, сравнительно с первой более глубоководной зоне, осаждался преимущественно наиболее тонкий глинистый материал, причем главным образом красноцветный. В приведенных на карте разрезах эту зону представляют среднетриасовые отложения скв. 5, 6 и, кроме того, скв. Усть-Цильма-1.

В районе Кипиево среднетриасовые отложения отсутствуют. Это связано либо с тем, что они перед накоплением верхнетриасовых отложений были смыты, либо что в среднетриасовую эпоху этот район был сушей. Для однозначного решения этого вопроса материала пока недостаточно.

На прилегающей суше условия для произрастания растений были, по-видимому, благоприятные. По данным спорово-пыльцевого анализа, растительность в среднетриасовую эпоху была бо-

лее разнообразной, чем в позднеоленекском веке. В ее составе большую роль играли папоротники, хвойные и гинкговые.

Палеогеография карнийского и норийского веков (карта 42)

В начале позднетриасовой эпохи по всему северу Евразии произошла существенная нивелировка климата — повсюду он стал гумидным умеренным. Это привело к тому, что накопление красноцветных отложений почти во всех районах Евразии прекратилось, и стал формироваться комплекс типичных сероцветных отложений, зачастую угленосных. Поэтому и в Печорском Приуралье все верхнетриасовые отложения представлены исключительно сероцветами.

Бассейн, в котором происходило накопление карнийско-норийских отложений в Печорском Приуралье, по-видимому, был как-то связан с морем — во многих районах в этих отложениях отмечается пирит, а в разрезе р. М. Аранца — также фосфоритовые конкреции и линзы.

В самых удаленных от Урала районах этого бассейна шло накопление глинистого и песчаного материала. В наиболее восточных приуральских районах формировался комплекс также терригенных глинисто-песчаных отложений. Однако последние районы были ближе к источникам сноса, поэтому в них господствовали песчаные осадки, причем они были более крупнозернистые, с более беспокойной (часто косой) слоистостью, нередко с галькой и обломками глинистых пород, а иногда с мелкими обломками угля.

Климатические условия в карнийский и норийский века были очень благоприятными для произрастания растительности, а условия седиментации в это время благоприятствовали для ее сохранения. Поэтому в карнийско-норийских отложениях остатки флоры часты и многочисленны, по крайней мере в восточных районах. Среди флоры наибольшее значение имели папоротники, птеридоспермы хвойные и гинкговые.

В спорово-пыльцевых комплексах карнийско-норийских отложений содержится довольно большое количество спор (от 18.5 до 33.0%), много пыльцы хвойных (в среднем 46.5%) и гинкговых (около 12%).

И комплекс листовой флоры, и спорово-пыльцевые комплексы очень близки к таковым же других районов Евразии (Чалышев, Варюхина, 1964), что свидетельствует о большом разнообразии растительных ассоциаций в карнийский и норийский века.

Вследствие благоприятных условий для произрастания растительности угленакопление в карнийский и норийский века протекало более интенсивно, чем в среднетриасовую эпоху.

О палеогеографии рэтского века

Фактического материала для характеристики палеогеографии этого века пока совершенно не достаточно. С учетом общей палеогеографической обстановки карнийского и норийского веков, а также раннеюрской эпохи, можно лишь высказать предположение, что палеогеографические условия в рэтский век в Печорском Приуралье были примерно такими же, как в карнийском и норийском веках.

О палеогеографии раннеюрской эпохи

Достоверных сведений о наличии раннеюрских образований на территории Северного Приуралья пока нет. Можно предполагать, что описываемая территория представляла собой возвышенное плато, на котором господствовали процессы денудации. Не исключено, что именно к ранней юре приурочены последние проявления складчатости, которые локализовались в зоне Предуральяского краевого прогиба. В платформенной части Северного Приуралья им соответствуют отчетливый перерыв и небольшое ($1-1.5^\circ$) угловое несогласие между отложениями триаса и средней юры (Усинская площадь).

Палеогеография среднеюрской эпохи

(карта 43)

В среднеюрскую эпоху осадконакопление на рассматриваемой территории происходило в континентальных условиях. Анализ состава и зернистости отложений средней юры позволяет говорить, что основной областью сноса терригенного материала в описываемую эпоху служили районы Косью-Роговской впадины, Пай-Хоя и центральной части гряды Чернышева. Горные сооружения Урала в эпоху средней юры также являлись достаточно заметной областью сноса.

В периферических частях современной гряды Чернышева и в пределах Большеземельского палеосвода (бассейн рр. Лая и Колвы) в это время были развиты речные и озерные фации. Здесь накапливались белые кварцевые каолинизированные пески с прослоями алевроитов и глин, мощность отложений средней юры здесь достигает 100 м. В низах среднеюрских отложений, а иногда и в середине разреза часто наблюдается хорошо окатанная галька кварца, кварцитов и кремней. В пределах низменной равнины в среднеюрскую эпоху могли существовать водоемы с сероводородным заражением, на что указывают конкреции пирита. Обилие растительности по берегам рек и водоемов обеспечило присутствие в разрезе данных отложений пропластков углей и углистых сланцев.

В северном направлении происходят уменьшение зернистости песков и в то же время — увеличение мощности среднеюрских образований. Не исключена возможность, что в пределы северной части современных Денисовского прогиба и Колвинского вала в среднеюрскую эпоху проникали временами языки моря. На этот факт указывает присутствие в верхней части типичных среднеюрских песков обломков морской фауны.

В пределах данной фациальной зоны основную массу осадков средней юры составляют алевритовые пески и песчанистые алевриты с обилием растительного детрита. По-видимому, накопление этой толщи пород (мощностью более 130 м) происходило в довольно глубоких водоемах озерного типа с богатой растительностью по берегам.

Среднеюрская эпоха характеризует начало повсеместного платформенного развития территории Полярного Приуралья. К этому времени относится оформление Печорской синеклизы. Прогибание началось на северо-западе и постепенно захватывало все более и более восточные части территории. Незначительная интенсивность прогибания (100—130 м) обусловила в течение среднеюрской эпохи накопление осадков в континентальных условиях.

Однако восточнее гряды Чернышева процессы седиментации не распространялись, так как эта и прилегающие к ней с востока и северо-востока зоны представляли собой возвышенные участки суши, которые служили основным источником сноса терригенного материала. Лишь в зоне современного восточного склона Урала, видимо, происходило незначительное прогибание. Здесь накапливались озерно-аллювиальные отложения (данные Ш. Г. Галёркиной, 1965 г.).

В пределах современной Большесынинской впадины в среднеюрскую эпоху происходило, вероятно, чередование опусканий и поднятий. Свидетельством высказанного предположения служит довольно полный разрез позднеэриасовых образований, сохранившийся в центральных частях впадины. Зона современной Печорской гряды к концу среднеюрской эпохи начала испытывать опускания, видимо, небольшой интенсивности.

Климат в среднеюрскую эпоху был умеренно-теплым и влажным.

Палеогеография позднеюрской эпохи (карта 44)

В начале поздней юры (начало келловейского века) Полярное Приуралье было залито морем. Впервые морская трансгрессия в пределы рассматриваемой территории пришла с севера. Береговая линия морского бассейна в келловейском веке проходила вблизи западного склона современной гряды Чернышева. Об-

ластью сноса, по-видимому, служил Урал, в незначительной степени — область Косью-Роговской впадины и Пай-Хой.

Отложения келловейского моря представлены песчаными, алевроитовыми и глинистыми осадками. Глинистые породы залегают в центральной, сравнительно глубокой части бассейна (район г. Нарьян-Мара и север Денисовской впадины), занимая значительную площадь. Ближе к берегу, к востоку, увеличивается количество песков и алевроитов.

Вдоль западного склона гряды Чернышева развиты мелко-водные морские осадки со значительным содержанием гравийного и галечного материала. О близости берегов говорят присутствие крупных обломков древесины (стволов, ветвей), значительное содержание растительного детрита, толстостенные створки раковин пелеципод и другие факты.

Тектоническое развитие территории в течение триасового и юрского этапов

Недостаток фактического материала не позволяет построить палеотектоническую карту для триаса. Поэтому историю тектонического развития в течение триаса мы охарактеризуем очень кратко. На рубеже перми и триаса в пределах рассматриваемой территории произошли поднятия, которые на платформе не достигали большой амплитуды, а размыты, сопровождавшие их, в большинстве случаев были незначительны (по мощности менее яруса). В северной части рассматриваемого региона получает развитие трапповый вулканизм. В областях современного совместного развития пермских и триасовых отложений поднятия не сопровождались складчатостью (угловые несогласия отсутствуют), чего нельзя достоверно утверждать о более восточных погруженных районах Уральской складчатой области.

Триасовые отложения представлены толщей, по своему формационному составу близкой к верхнепермской (угленосная и красноцветная молассы). Скорость осадконакопления, видимо, постепенно ослабевала (мощность нижнего триаса значительно превышает общую мощность среднего и верхнего триаса). На платформе продолжался рост пологих структур, о чем свидетельствует (по данным В. И. Чалышева) сокращение мощности нижнего триаса на крыльях Печоро-Кожвинского и Колвинского валов в сравнении с Денисовским прогибом. Флексура, определявшая западную границу краевого прогиба, теряет в триасе свою четкость по сравнению с пермским временем. Важнейшим событием, происшедшим в конце триаса — начале юры, были складчатые процессы, сформировалась гряда Чернышева и усложнилась морфология структур западной структурной зоны Урала и внутренней зоны Предуралья краевого прогиба.

В это же время подверглась преобразованиям структура Печоро-Кожвинского вала за счет возникновения Печоргородской зоны дислокаций, осложнившей северо-восточное крыло вала. Позднетриасовые дислокации Печоргородской зоны, весьма интенсивные для платформенной структуры, отвечают от разновозрастных дислокаций краевой части Уральской складчатой области и, по-видимому, находятся с ними в связи (возникновение их вызвано общей причиной). Возможно, что таким же образом связаны с Уралом интенсивные дислокации Тимана: как уже указывалось, Тиман в пермское время (судя по изопакитам перми) представлял собой очень пологую погруженную валообразную структуру. По данным В. А. Разницына (1964, 1968), лишь после раннего триаса (до начала средней юры) сформировался Тиман в его современном структурном плане — крупное, сложно построенное платформенное сооружение, состоящее из ряда поднятых на разную высоту, деформированных и надвинутых друг на друга блоков. Нам кажется возможным допустить, что взламывание платформы в области Тимана и Печоро-Кожвинского вала вдоль относительно ослабленных зон глубинных разломов и образование краевых линейных складок Уральской складчатой области происходили одновременно под действием мощных сил сжатия, распространившихся на платформу. Причем различия в морфологии и особенности локализации этих зон деформаций определяются анизотропией земной коры.

Проявление мощных орогенических движений закончилось в рассматриваемом регионе к началу среднеюрской эпохи, когда к западной эппибайкальской платформе присоединилась восточная, эпигерценская; на значительной части территории началось формирование верхнего (среднеюрско-кайнозойского) структурного этажа.

В келловейском веке Печорская гряда была покрыта морем. В оксфордском веке береговая линия морского бассейна несколько мигрировала в восточном направлении, но проходила по-прежнему в районе гряды Чернышева. Наиболее мелководные осадки развиты вдоль западного склона гряды Чернышева и представлены галечником, песком и гравием, алевроитами с подчиненными прослоями глин. В пределах бассейнов рр. Колвы и Лаи отлагались глинистые пески и алевроиты. Наличие оолитовых железных руд в Хоседа-Хардском, Лайском и Усино-Колвинском районах указывает на значительный принос соединений железа с размываемой суши и на отложение осадков в мелководно-морских условиях при воздействии течений. Относительно более глубоководные осадки оксфордского века были развиты в северо-западной части территории Полярного Приуралья.

В волжский век вся территория Полярного Приуралья была покрыта морем. Наиболее мелководные отложения распространены вдоль западного склона гряды Чернышева. О мелководном

характере осадков этого района можно судить не только по более крупнозернистому составу обломочного материала в породах по сравнению с другими площадями, но и по изменению состава фауны фораминифер. В районе г. Нарьян-Мара в этот век происходило образование горючих сланцев, мощность которых в разрезе достигает 2—3 м.

В поздней юре продолжалось общее прогибание территории Полярного Приуралья, что привело к трансгрессии бореального морского бассейна. В северо-западной и западной частях территории, включающих уже современные северную и центральную части гряды Чернышева, происходило образование типичных платформенных формаций, представленных терригенными комплексами пород. Интенсивность прогибания постепенно увеличивалась в северо-западном направлении и привела к накоплению толщ мощностью более 200 м.

В зоне современного Печоро-Кожвинского мегавала также происходили незначительные прогибания, о чем свидетельствует присутствие в его пределах позднеюрских осадков.

Климат в течение позднеюрской эпохи на рассматриваемой территории был умеренным.

С юрскими отложениями, включающими песчаные пласты-коллекторы, на территории Полярного Приуралья связываются перспективы поисков месторождений нефти и газа. Перспективность подтверждается наличием прямых тазопроявлений при проходке юрских отложений буровыми скважинами в пределах Большеземельской и Малоземельской тундр. Успешные поиски нефти и газа в юрских отложениях могут быть осуществлены на севере рассматриваемой территории — в наиболее глубоко погруженных зонах Денисовского прогиба, Кожвинского вала и Хорейверской впадины.

Признаки угленосности среднеюрских отложений не позволяют надеяться на обнаружение в них промышленных залежей углей. Горючие сланцы волжского яруса из-за малой мощности и значительной глубины залегания не имеют практической ценности.

Палеогеография валанжинского, готеривского и барремского веков (карта 45)

После поздневолжской регрессии в раннем валанжине на территории Полярного Приуралья наблюдается развитие новой морской трансгрессии. Основная область сноса в эту эпоху продолжала располагаться в пределах Урала, представлявшего собой холмистую гряду. Осуществлялось поступление терригенного материала и из зоны Тиманского кряжа, чем объясняется довольно большая песчанистость разреза неокома в северной части

Печорской впадины. Область поздне триасово-раннеюрской складчатости в неокме представляла собой низкую сушу, с которой осуществлялся довольно незначительный снос обломочного материала.

На большей части территории современного распространения отложений неокома в условиях мелководного морского бассейна отлагались песчано-алевритовые осадки мощностью до 50 м и больше. Наличие в составе песчаников большого количества глауконита, характер их слоистости, горизонты фосфоритовых желваков указывают на существование в морском бассейне течений и на непостоянство физико-химических условий. В центральной части северной половины Денисовского прогиба в неокме происходило накопление песчано-алевритово-глинистых осадков. Здесь бассейн был более глубоководным. Мощность накопившихся здесь отложений превышает 100 м.

Климат в неокме на территории Полярного Приуралья продолжал оставаться умеренным.

Палеогеография аптского и альбского веков (карта 46)

В аптский и альбский века осадконакопление происходило лишь в северной части Полярного Приуралья. Осадки отлагались в основном в континентальных бассейнах — реках, озерах, лагунах. В отдельные кратковременные периоды море проникало на значительные пространства, свидетельством чего являются находки в отложениях рассматриваемого возраста микропланктона. Основной снос обломочного материала, как и в предшествующие века данной эпохи, осуществлялся, по-видимому, с Урала и Тимана.

На большей части территории современного распространения апт-альбских отложений происходило накопление песчано-глинисто-алевритовых осадков мощностью до 200 м. Присутствие значительного количества растительного детрита указывает на довольно пышную растительность, произраставшую по берегам водоемов. В отложениях апт-альба весьма широко развита слоистость озерного типа, указывающая на довольно значительные размеры водоемов, в которых происходило накопление осадков. В северной части Денисовского прогиба накапливались в основном алевритовые разности осадков. В этом направлении заметно и некоторое уменьшение растительного детрита в составе пород, что может служить косвенным показателем большей «мористости» их, более частого проникновения в эту часть исследуемой территории моря.

В начале раннемеловой эпохи территория Полярного Приуралья, расположенная западнее и северо-западнее гряды Чернышева, испытывала незначительные нисходящие движения, в то

время как территория восточнее гряды представляла собой область с постоянно меняющимися по знаку движениями и являлась для описываемой эпохи основной областью сноса.

Вслед за накоплением морских платформенных отложений произошел общий подъем области седиментации. Наибольшие прогибания в апт-альбском веке, вероятно, произошли в пределах современных прогибов. Так, в Денисовском и Хорейском прогибах амплитуды опускания составили больше 200 м.

Климат в аптском и альбском веках оставался умеренным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение палеотектонических и палеогеологических карт, каждая из которых характеризует определенную стадию или момент развития территории, позволяет проследить эволюцию ее структурного плана в течение почти всего палеозоя. При этом выясняется, что тектоническое развитие территории было неравномерным процессом, представлявшим собой чередование эволюционных этапов, когда структурный план территории в общих чертах сохранялся, с эпохами значительных перестроек. Первый эволюционный этап охватывает ордовик, силур, девон и ранний карбон. Он следует непосредственно за этапом резкой перестройки, которая выразилась в частичном разрушении только что сформировавшейся эпибайкальской платформы. Наиболее важными чертами установившегося при этом структурного плана территории является наличие трех устойчивых структурно-формационных зон, названных нами известняковой, сланцевой и эффузивной.

Эффузивная зона протягивалась параллельно Главному уральскому глубинному разлому, к востоку от него. Сам глубинный разлом возник, по-видимому, в результате послебайкальской перестройки: нет никаких данных, свидетельствующих о том, что этот разлом существовал в байкальскую эпоху. Основная отличительная черта рассматриваемой структурно-формационной зоны состоит в широком развитии в ее пределах эффузивов, благодаря чему ее можно рассматривать как эвгеосинклинальную. Наиболее типичными вулканогенными формациями являются спилито-диабазовая и спилито-кератофировая, а наиболее типичной осадочной — граувакковая, образование которой связано с наличием внутргеосинклинальных поднятий, по-видимому, имевших характер островной вулканической дуги. Осадочные и эффузивные отложения настолько тесно связаны между собой в этой зоне, что мы сочли целесообразным при построении палеотектонических карт объединить их в группу осадочно-вулканогенных формаций. В развитии эффузивной зоны намечаются два этапа: доэйфельский и эйфельско-визейский, которые разделены этапом кратковременного поднятия, со-

провождавшего на Приполярном Урале формирование крупной вытянутой вдоль Главного разлома антиклинальной структуры. А. А. Пронин (1965) справедливо указывал на региональный характер предэйфельской поверхности несогласия, имеющего место во многих участках зеленокаменных синклиналий Урала. Вместе с тем материалы Атласа позволяют говорить о том, что роль позднекаледонской складчатости в пределах рассматриваемой территории, вопреки мнению А. А. Пронина, была незначительной и не привела к существенной перестройке структурного плана этой территории.

Сланцевая зона, располагавшаяся западнее эффузивной, протягивалась узкой полосой вдоль Главного уральского глубинного разлома, к западу от него. Она характеризуется развитием специфических известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой, известняково-глинисто-сланцевой, кремнисто-глинисто-сланцевой формаций. Отложения этой зоны сохранились в настоящее время от размыва только на участках, где современные структуры Уральской складчатой области испытывают погружение (Верхняя Печора, лемвинская зона и Пай-Хой). Характерной особенностью формаций этой зоны на рассматриваемом этапе является малая их мощность по сравнению с одновозрастными отложениями в соседних зонах, непосредственно к востоку и западу. Ряд признаков, в частности тонкий существенно сланцевый состав и бедность фауны, заставляет предполагать, что в этой зоне, удаленной от источников сноса, в течение рассматриваемого этапа преобладали глубоководные условия, характеризующиеся некомпенсированным осадконакоплением. Как только такой источник обильного терригенного материала появился (поднятия в Зауралье в визейском веке), прогиб начал заполняться мощной толщей терригенных осадков.

В современном структурном плане сланцевая и эффузивная зоны разделены барьером в виде поднятий центральной зоны Урала и нигде не смыкаются. Однако анализ палеогеографии отдельных моментов рассматриваемого этапа показывает, что эти поднятия возникли много позже: источниками сноса терригенного материала были поднятия на Русской платформе и в эффузивной зоне Уральской геосинклинали.

Известняковая зона представляет собой обширный район преимущественного развития пород группы карбонатных формаций с относительно подчиненным развитием формаций кварцевых песчаников и глин. В отличие от сланцевой зоны осадконакопление было здесь по преимуществу компенсированным; относительно глубоководные условия, возникшие в конце девона, существовали недолго. Граница известняковой и сланцевой зон выражена весьма четко. Правда, как и в случае границы сланцевой и эффузивной зон, первичный характер ее нарушен наложенными процессами, причем здесь главную роль

играло тектоническое сближение фаций по надвигам. К. Г. Войновский-Кригер высказал мысль о том, что это сближение в лемвинской зоне составляет не менее 15 км, и на границе «лемвинских» и «елецких» фаций наблюдаются лишь фрагменты промежуточных (переходных) фаций. Сейчас, когда открыты крупные шарьяжи в аналоге лемвинской зоны — Зилаирском синклинии, такое предположение звучит более чем правдоподобно. Порядок первоначальной ширины переходной зоны, по наблюдениям В. И. Устрицкого на Пай-Хое, обычно составляет 10—20 км (тектоническое сближение фаций на Пай-Хое не мешает выяснению этого вопроса). Таким образом, граница известняковой и сланцевой зон была достаточно четкой в региональном плане, хотя и испытывала определенные колебания и миграцию в пределах первого десятка километров.

Фациальные и формационные границы внутри известняковой зоны значительно менее устойчивы, что бросается в глаза при рассмотрении палеотектонических карт; границы формации и литологических комплексов не подчиняются здесь основному структурному направлению Уральской геосинклинали, отклоняясь от него к западу. То же происходит и со структурами, выявленными методом построения изопахит. В известняковой зоне отсутствует граница, которая была бы сравнима по устойчивости с ранее описанными границами структурных зон и которую можно было бы отождествить с границей платформы и геосинклинали. Кажется целесообразным проводить эту границу по западному краю сланцевой зоны, а известняковую зону в пределах изучаемого региона в структурном отношении трактовать как зону перикратонных опусканий. При этом надо иметь в виду, что, по терминологии М. Кэя, восточная часть известняковой зоны должна была бы трактоваться как миеосинклиналь.

Важными устойчивыми чертами структуры перикратона на рассматриваемом этапе являлись общая тенденция к погружению фундамента в восточном и северо-восточном направлениях, наличие Печорского грабена, открывавшегося в сторону Уральской геосинклинали, а в конце этапа — также существование флексурного уступа на месте южной части гряды Чернышева.

Установившись в ордовике, описанный структурный план просуществовал до визейского века в почти неизменном состоянии, после чего началась перестройка, приведшая к полному изменению структурного плана территории ко второй половине ранней перми, когда геосинклиналь с прилегающей к ней частью перикратона превратилась в ороген. Наиболее важными предвестниками этой перестройки были: 1) появление в визейских отложениях лемвинской зоны обильного терригенного материала, принесенного с поднятий, которые возникли на востоке (развитие этих поднятий привело в дальнейшем к формированию тер-

ригенной флишевой или флишеидной кечь-пельской свиты, начавшемуся еще в конце карбона); 2) распад сланцевой зоны (исчезновение сланцевых фаций на Пай-Хое и Верхней Печоре); 3) инверсия Печорского грабена (возникновение на его месте в среднем—позднем карбоне платформенного вала).

Таким образом, в течение среднего, позднего карбона и начала ранней перми происходили деградация собственно геосинклинальной структуры, ее инверсия и переход к орогенной стадии развития.

С начала второй половины ранней перми структурный план резко изменился: на край перикратона (известняковой зоны) наложился Предуральский краевой прогиб, а на месте сланцевой и эффузивной зон — мегантиклинорий Палеоурала. Анализ состава конгломератов в пермско-триасовой молассе позволяет проследить, как постепенно поднятия захватывают краевую часть платформы (известняковой зоны): раньше всего они начались на юге региона (в районе верховий Илыча и Печоры — в артинском веке); позже всего — на Полярном Урале и Пай-Хое, где в триасовых конгломератах все еще отмечается галька зауральских эффузивов. Волна поднятий и складчатости, таким образом, смещалась с востока на запад и с юга на север. Краевые линейные складки севера Урала — наиболее молодые на всем Урале; они образовались в конце триаса—начале юры. К ним относится, в частности, гряда Чернышева, в пределах которой нижнетриасовые, а на ее крыле и среднетриасовые отложения смяты однообразно с более древними. К этому же периоду относятся и формирование чисто платформенной структуры — Тиманского мегавала и, по-видимому, последние интенсивные деформации в области Печорской гряды (формирование Печоргородской зоны дислокаций). Таким образом, интенсивные деформации заключительной стадии орогенеза захватили не только относительно мобильную краевую часть перикратона, но и глубоко в теле относительно жесткой платформы сформировали крупные структуры, тяготеющие к зонам глубинных разломов.

Естественно, что время заложения и развития структур рассматриваемого региона различно: если внутренние структуры Уральской складчатой области и некоторые структуры платформы (Печоро-Кожвинский вал, Мичаю-Пашнинское поднятие и др.) имеют сравнительно древнее заложение (вероятно, каменноугольная эпоха), то такие структуры, как Пай-Хой, гряда Чернышева, поднятие Чернова, Печоргородская зона, Тиманский мегавал, сформировались значительно позже (вероятно, в поздне- и послетриасовое время).

Интенсивные тектонические деформации в пределах рассматриваемого района закончились, по-видимому, в ранней юре, после чего местами в пределах герцинской складчатой области начал формироваться платформенный чехол. В течение последующих

эпох осадконакопления сосредоточилось по преимуществу в северных и западных районах провинции, где начал формироваться верхний структурный этаж чехла древней (эпибайкальской?) платформы. Характерно, что в это время резко изменился региональный наклон платформы: если в ордовикско-триасовое время преобладал наклон чехла к востоку и северо-востоку (в сторону Уральской геосинклинали или Предуральского краевого прогиба), то на юрско-кайнозойском этапе был четко выражен северо-западный региональный наклон (в сторону современной геосинклинали Ледовитого и Атлантического океанов?).

Рассмотрение истории развития структур описываемого региона показывает ведущую роль тектогенеза в осадконакоплении. Присутствие и соотношение основных литологических компонентов формаций (известняки, песчаники, глины, сланцы, эффузивы и т. д.) зависит почти исключительно от характера тектонических движений. Правда, границы распространения литологических комплексов не всегда совпадают с конфигурацией изопахит на палеотектонических картах. Однако эти несовпадения характерны в основном лишь для границ, зависящих от ареала разноса терригенного материала, например, границы между песчано-глинистым, глинисто-известняковым и известняковым литологическими комплексами. Такое несовпадение вполне естественно.

Другим важнейшим фактором осадконакопления является климат. Не находясь в прямой зависимости от тектонического фактора, он обуславливает такие важные литологические особенности формаций, как красноцветность, угленосность и т. д., определяет наличие или отсутствие таких обычно второстепенных (по относительной роли в разрезе) литологических компонентов формаций, как гипсы, ангидриты, соли, угли и др.

Реконструкции палеоширот, произведенные по нашей просьбе Э. А. Молостовским путем анализа литературных данных по палеомагнетизму, выявили, что исследованная территория в течение всего палеозоя и раннего мезозоя находилась в низких широтах. Так, для ордовика и силура положение района характеризовалось $10-15^\circ$, для девона — $18-20^\circ$, для карбона — $22-28^\circ$, для перми — $30-35^\circ$, для раннего триаса — $39-45^\circ$ с. ш.

Следовательно, можно полагать, что на протяжении рассмотренных в атласе периодов (а это в сумме приблизительно составляет 400 млн лет) климат был теплым и от ордовика к мелу постепенно изменялся в сторону похолодания.

Более изменчивым климатическим фактором была влажность. Имеющиеся факты позволяют говорить об аридном теплом и жарком климате в позднем ордовике и раннем силуре. В позднем силуре климат изменился в сторону увлажнения.

Крупная раннедевонская регрессия привела вновь к появлению засушливых условий на континенте Русской платформы, су-

ществовавших, видимо, в течение всей среднедевонской эпохи. В среднефранское время отмечено накопление углистых осадков, свидетельствующих о развитии наземной растительности в условиях гумидного климата.

Позднедевонская фаменская регрессия, по масштабам сравнимая с раннедевонской, снова приводит к постепенному осушению восточной части Русской платформы. Влажный теплый климат обусловил интенсивное химическое выветривание латеритного типа на Тимане. Этот климат был унаследован раннекаменноугольной эпохой, где уже в турне начинается накопление каменных углей. В визейском веке гумидный теплый климат обуславливает угленакопление в более значительных масштабах. Колебание влажности климата отмечается в поздневизейское время (намюрский век), когда в засушливых условиях на значительных территориях мелководья накапливались доломитовые илы, а местами — и гипсы, и ангидриты. В среднем и позднем карбоне устанавливаются условия влажного теплого климата.

С купгурского века в пределах исследованного района проходила граница двух климатических зон. Свидетельством существования сухого климата на юге района являются мощные накопления каменных и калийных солей, гипсов и ангидритов в пределах Верхне-Печорской впадины. О существовании гумидного климата на севере района свидетельствуют залежи каменного угля Печорского угольного бассейна. Разделение изученной территории на две климатические зоны — южную аридную и северную гумидную — сохраняется и в течение всего уфимского века. Климатическая зональность здесь подчеркивается развитием красноцветных и сероцветных отложений. В казанском и татарском веках климат в целом увлажняется, что подтверждается большим развитием угленакопления на севере региона.

Резкая смена климата отмечается в индском веке, когда изученная территория входила в зону аридного климата. Однако с позднеоленекского века климат вновь испытывает изменение и в течение среднего и позднего триаса, юры и мела является умеренно гумидным.

Роль климата в осадконакоплении, как это видно из краткого обзора его изменения в течение рассмотренного времени, проявлялась неравномерно. Как доминирующий фактор в образовании тех или иных отложений, в том числе важных полезных ископаемых, климат выступает в эпохи крупных регрессий и обмелений.

Так, сокращение бассейна в девоне привело к накоплению залежей гипса и ангидрита и позднее — к формированию мощной коры выветривания на Тимане. Исходя только из климатического фактора, можно ожидать промышленные раннекаменноугольные залежи бокситов, являющиеся продуктами переотложения девонских латеритов не только на Южном Тимане, где они открыты,

но и на всем протяжении этой структуры (как на западном, так и восточном склонах) до морского побережья. В карбоне с моментами геократического развития связано образование залежей каменного угля, поиски которых будут наиболее эффективны к югу от месторождения Еджид-Кырта.

Более благоприятные условия для углеобразования паралического типа устанавливаются позже, в ранней перми, что также косвенно связано с определенным тектоническим режимом.

В периоды трансгрессий (талассократическое состояние) в условиях теплого субтропического климата на протяжении всего палеозоя развивались рифовые и биогермные известняки, в которых рифостроителями выступали многочисленные представители морских беспозвоночных (кораллов, брахиопод, гидрактинидов, мшанок) и различные водоросли. Известно, что необходимыми факторами современного рифообразования являются достаточно высокие температуры (не ниже $+21^{\circ}\text{C}$), хорошая аэрация и нормальная соленость воды (Шварцбах, 1955). Выявленные сейчас, далеко не полностью, в разрезе палеозоя рифовые известняки при наличии благоприятных пористых текстур и значительных размеров рифовых тел могут оказаться весьма перспективными коллекторами нефти и газа.

Менее четко усматривается связь собственно нефтегазообразования с палеоклиматами. В самой общей форме может быть высказана мысль о том, что нахождение изученного района в течение палеозоя и раннего мезозоя в тропической, субтропической и умеренных зонах благоприятно сказывалось на развитии морской фауны и наземной флоры. По аналогии с современными приэкваториальными морями можно заключить, что биомасса палеозойских морей североуральской геосинклинали и прилегающих впадин была значительной. С позиции органического происхождения нефти этот факт может расцениваться ведущим для формирования нефтепроизводящих толщ.

Что касается связи нефтегазообразования с тектогенезом, то рассмотрение истории развития структурного плана региона позволяет выделить четыре главнейших этапа формирования нефтегазовых месторождений, каждый из которых приводил к частичному расформированию месторождений, возникших на предыдущем этапе.

1. Ордовикско-раннекаменноугольный. Наиболее важную роль на этом этапе играли процессы миграции флюидов в западном направлении, к зонам выклинивания терригенных коллекторов, во внутренние участки стабильно развивающегося перикратона; происходило накопление их в структурно-стратиграфических ловушках типа Верхнеижемской и Ванью-Тэбукской.

2. Каменноугольно-раннепермский. Для этого этапа характерны дифференциация структур платформы на фоне дальнейшего общего погружения, создание валов и валообразных

поднятий (Печорский палеовал, Мичаю-Савиноборское палеоподнятие, возможно, Колвинский палеовал и др.), а также некоторое изменение общего регионального наклона слоев. Это привело к перераспределению флюидов и возникновению ряда новых месторождений, часть из которых на этом же этапе подверглась разрушению вследствие эрозии (примером такого месторождения может служить Войское, расположенное в южной части Печорской гряды).

3. Пермско-триасовый. На этом этапе вновь усилился региональный наклон слоев платформенного чехла к востоку, возник Предуральский краевой прогиб с крупными линейно-складчатыми структурами его внутреннего крыла типа Вуктыльской или Рассохинской структур, ставших новыми структурными ловушками. На платформе возникли структуры Печоргородской зоны дислокаций, Велью-Тэбукское поднятие, ряд структур Западного Притиманья (Порожское поднятие и др.). Заложение и развитие Предуральского краевого прогиба также явилось важным фактором, повлиявшим на перераспределение флюидов, так как происходившее при этом глубокое погружение нефтепроизводящих свит и коллекторов привело к метаморфизму углеводородов и в конечном счете — к возникновению газоконденсатных месторождений. Наконец, возникновение Уральского мегантиклинория должно было существенным образом повлиять на гидрогеологические условия региона, в значительной мере контролировавшие миграцию нефти.

4. Послетриасовый. На этом этапе происходило формирование верхнего, среднеюрско-кайнозойского структурного этажа, с образованием в его пределах пологих структур платформенного типа, которые могли служить новыми ловушками нефти и газа.

Помимо непосредственного влияния, оказывавшегося тектоническими движениями, на процесс нефтегазонакопления, имело место и опосредованное влияние — через осадконакопление. Как было показано, возникновение тех или иных литологических комплексов, игравших роль коллекторов или покровов, в значительной мере зависело от характера тектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. 1960. Гл. ред. А. П. Виноградов. Всесоюз. аэрогеол. трест, М.
- Беляков Л. Н., Белякова Л. Т. 1961. Некоторые черты геологического строения района сочленения Урала и Пай-Хоя. Тр. Ухтинск. геол. упр., вып. 1.
- Беляков Л. Н., Чермных В. А. 1970. К характеристике яснополянских отложений верховьев рр. Печоры и Илыча. В сб.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР, вып. VI, Сыктывкар.
- Богацкий В. И., Войтович А. К. 1964. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Печорской впадины. В сб.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. ЦНИИТнефтегаз, М.
- Варданянц Л. А. 1963. Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85.
- Варсановьева В. А., Раузер-Черноусова Д. М. 1960. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Илыч. Сб. трудов по геол. и палеонтол., Сыктывкар.
- Войновский-Кригер К. Г. 1944. Угленосная площадь среднего течения р. Печоры (каменноугольное месторождение Еджид-Кырта). Тр. Сев. геол. упр., вып. 10.
- Войновский-Кригер К. Г. 1945. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геол., № 6.
- Войновский-Кригер К. Г. 1956. Силур и девон западного склона Полярного и Приполярного Урала. В кн.: Совец. по униф. статиграф. схем Урала и соотн. древних свит Урала и Русской платформы (тезисы докл.). Изд. ВСЕГЕИ, Л.
- Войновский-Кригер К. Г. 1962. Девонские отложения лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Приполярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, вып. 2.
- Войновский-Кригер К. Г. 1963. Каменноугольные отложения лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 2.
- Войновский-Кригер К. Г. 1965. Особенности геотектонического развития лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Тр. Казахск. политехн. инст., сб. 25.
- Волков С. Н. 1960. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклиория. Тр. Геол. музея им. Карпинского, вып. IV.
- Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Междунар. геол. конгр., XXII сессия, Докл. сов. геол., М.

- Дедеев В. А. 1959. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала (Шучинский синклиниорий). Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол., сб. 4.
- Дедеев В. А., Заломина Н. М., Запольнов А. К., Кравец В. С., Матвеева Т. А., Сафронов П. Н., Сорокин В. А., Ференс-Сороцкий А. А. 1965. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 245.
- Дуркина А. В., Кузнецова Н. В. 1964. Нижний карбон Верхне-Печорского района и его нефтеносность. В сб.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, вып. 1, изд. «Недра», М.
- Елисеев А. И. 1963. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Елисеев А. И. 1963. К стратиграфии карбона Лемвинской зоны Полярного Урала. ДАН СССР, т. 181, № 2.
- Енокин Н. В., Беляков Л. Н., Чермных В. А. 1970. О нижневизейских отложениях в Печорском бассейне и на западном склоне Северного и Полярного Урала. В сб.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР, вып. VI, Сыктывкар.
- Ермилов А. В. 1962. Новые данные по стратиграфии нижнепермских морских отложений юго-западной части гряды Чернышева. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2.
- Ерошевская Р. И. 1964. Стратиграфия среднего девона Ивдельского района Свердловской области. В сб.: Материалы по геологии Урала, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 119.
- Журавлев В. С., Зарх В. П., Кушнарева Т. И. 1967. Стратиграфическое положение и условия формирования досилурийских отложений осадочного чехла Печорской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 6.
- Калюжный В. А., Иванова К. П. 1959. Продуктивные отложения среднего и верхнего девона Южного Тимана. Тр. ВНИГРИ, вып. 133.
- Кондияин А. Г. 1963. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития севера Урала. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 92.
- Кондияин А. Г. 1964. Предсреднедевонский размыв на западном склоне Приполярного и Северного Урала. В кн.: Материалы по геологии Урала, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 119.
- Кондияин О. А., Кондияин А. Г. 1960. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 28.
- Коновалова М. В., Сливкова Р. П. 1964. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Тимано-Печорской провинции. В сб.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, изд. «Недра», М.
- Корень Т. Н. 1964. Силурийские граптолиты Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс., ВСЕГЕИ.
- Крылова К. А. 1940. Стратиграфия палеозоя бассейна р. Кары. Зап. Всеросс. минерал. общ., ч. 69, сер. 2, вып. 2, 3.
- Кузькокова Н. Н. 1960а. Литолого-петрографический очерк нижнепермских отложений бассейна Средней Печоры. Тр. Коми фил. АН СССР, вып. 9.
- Кузькокова Н. Н. 1960б. Стратиграфия нижнепермских отложений Средней Печоры. Тр. Коми фил. АН СССР, вып. 10.
- Кузькокова Н. Н. 1962. Фации и палеогеография нижней перми Средней Печоры. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 3.
- Кузькокова Н. Н., Михайлова З. П., Чермных В. А. 1970. К стратиграфии сакмарского яруса правобережья Средней Печоры.

- В сб.: Фауна и флора палеозоя северо-востока европейской части СССР, изд. «Наука», Ленингр. отд., Л.
- Кушнарёва Т. И. 1959. Стратиграфия, литология и нефтеносность надпродуктивных девонских отложений. В сб.: Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области, Тр. ВНИГРИ, вып. 133.
- Кушнарёва Т. И. 1967. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне. Геотектоника, № 1.
- Леворсен А. И. 1962. Палеогеологические карты. Гостоптехиздат, М.
- Лидер В. А. 1964. Геология Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 11, изд. «Недра», М.
- Луцанова Н. П., Маркин В. В. 1964. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория. Тр. Геол. музея им. Карпинского, вып. XII.
- Македонов А. В. 1965. Формации и этапы угленакопления Печорского бассейна. В кн.: История угленакопления в Печорском бассейне. Изд. «Наука», М.—Л.
- Мельников А. С. 1966. Вулканогенные и осадочные ордовик-нижнедевонские формации восточного склона Урала на примере Тагильского погружения. Второе Уральск. петрограф. совещ., тезисы докл., III, Свердловск.
- Миронова М. Г., Степанов Д. Л. 1957. О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна. ДАН СССР, т. 114, № 3.
- Муравьев И. С. 1965. Каменноугольные отложения Подчерье-Вуктыльского района (западный склон Печорского Урала). Уч. зап. Казанск. унив., 124, кн. 10.
- Наливкин В. Д., Верещагин В. Н., Ганешин Е. Н., Познер В. М., Ронов А. Б., Семенов А. И., Тихий В. Н., Успенский В. А., Хабаков А. В., Хаин В. Е. 1962. Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Госгеолтехиздат, М.
- Нейбург М. Ф. 1960. *Pleuromeia* Corda из нижнетриасовых отложений Русской платформы. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 43.
- Першина А. И. 1962а. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Першина А. И. 1962б. Пограничные слои ордовика и силура на Печорском Урале. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 3.
- Першина А. И. 1966. Силурийские и девонские отложения западного склона севера Урала. В сб.: Палеозойские отложения северного Приуралья, изд. «Наука», М.—Л.
- Пронин А. А. 1965. Основные черты истории тектонического развития Урала (варисийский цикл). Изд. «Наука», М.—Л.
- Пучков В. Н. 1967. К истории развития структур Севера Урала и Приуралья. Матер. второй Коми респ. молодежи. научн. конф., Сыктывкар.
- Пущаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. геол. инст. АН СССР, вып. 28.
- Разницын В. А. 1961. Палеогеография карбона Тимано-Печорской провинции. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 5.
- Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л.
- Разницын В. А. 1968. Тектоника Среднего Тимана. Там же.
- Семихатова С. В. 1958. К истории турнейского и ранневизейского времени на Русской платформе. Изв. АН СССР, вып. 14.
- Сирих Н. А. 1962. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. Госгеолтехиздат, М.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. 1967. Материалы к палеогеографии Урала. Турнейский век. Свердловск.

- Соболев И. Д. 1963. Тектоника и магматизм Урала. Тр. первого уральск. петрограф. совещ., т. I, Свердловск.
- Солнцев О. А., Литвиненко Н. И. 1964. Печоргородская зона — новый перспективный газоносный район Тимано-Печорской провинции. В сб.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, изд. «Недра», М.
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, М.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Министерство геологии СССР, УГУ, ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Устрицкий В. И. 1958. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое. Тр. НИИГА, т. 80.
- Устрицкий В. И. 1961. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. Сб. ст. по геол. и нефтегазоносн. Арктики. Тр. НИИГА, т. 123.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. 1963. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В сб.: Проблемы региональной тектоники Евразии. Тр. геол. инст. АН СССР, вып. 92.
- Чалышев В. И. 1959. Обзор стратиграфии лагунно-континентальных пермских и триасовых отложений Средней Печоры. Тр. Коми фил. АН СССР, № 7.
- Чалышев В. И. 1961. Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Чалышев В. И. 1962а. О границе перми и триаса в бассейне р. Адзвы. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2.
- Чалышев В. И. 1962б. Морской нижний триас в Северном Приуралье. ДАН СССР, т. 144, № 6.
- Чалышев В. И. 1964. Фосфоритоносные отложения нижнего триаса в Печорском Приуралье. Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Чалышев В. И. 1968. Фосфоритоносность пермских и триасовых отложений севера Предуральского прогиба. Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Чалышев В. И., Данилов А. И. 1963. Конгломераты верхней перми и нижнего триаса реки Большой Сыны в Северном Приуралье. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Чалышев В. И., Варюхина Л. М. 1964. Новые данные о возрасте угленосных отложений ручья Суракая в Башкирии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 3.
- Чалышев В. И., Варюхина Л. М. 1966. Биостратиграфия триаса Печорской области. Изд. «Наука», М.—Л.
- Чалышев В. И., Мельникова Е. М., Беляев В. В. 1965. Минералогические особенности бызовской свиты Северного Приуралья. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Чермных В. А. 1959а. О постановке бурения на восточном борту Предуральского прогиба в бассейне Верхней Печоры. Народн. хоз. Коми АССР, № 3 (15).
- Чермных В. А. 1959б. Оолитовые известняки каменноугольных отложений р. Б. Шайтановки (приток Малой Печоры). Тр. Коми фил. АН СССР, № 7.
- Чермных В. А. 1960. К стратиграфии каменноугольных отложений р. Большой Шайтановки. Тр. Коми фил. АН СССР, № 10.
- Чермных В. А. 1962. Сопоставление разрезов каменноугольных отложений Тимано-Уральской области. Тр. НИИГА, т. 130, вып. 19.
- Чермных В. А. 1966. К палеогеографии раннекаменноугольной эпохи Севера Урала. В сб.: Палеозойские отложения Северного Приуралья, изд. «Наука», М.—Л.
- Чермных В. А. 1967. Выделение нортнической свиты на Приполярном Урале. Изв. Коми фил. ВГО, т. II, № 11.
- Чермных В. А. 1968а. Применение двухрядных перфокарт К-5 в стратиграфических исследованиях. Сов. геол., № 1.

- Чермных В. А. 1968б. К ранневизейской истории Северного Урала и Пай-Хоя. Сов. геол., № 8.
- Чермных В. А. 1970. К характеристике наюрских отложений нижнего течения р. Б. Кожвы. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 11.
- Чермных В. А., Буканова В. А. 1970. О раннекаменноугольном вулканизме на Пай-Хое. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 10.
- Чермных В. А., Кузькокова Н. Н. 1965. О предассельском размыве в Северном Приуралье. ДАН СССР, т. 165, № 4.
- Чермных В. А., Кузькокова Н. Н., Михайлова З. П. 1965. О следах размыва отложений швагеринового горизонта на р. Б. Патоке. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 5.
- Чермных В. А., Чернявский Г. В. 1964. О перспективах нефтегазоносности терригенных отложений визейского яруса Тимано-Печорской провинции. В сб.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции ЦНИИТЭнефтегаз, М.
- Чикишев А. Г. 1966. Физико-географическое районирование Урала. Тр. МОИП, отд. геогр., т. 18.
- Чочиа Н. Г. 1955. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, вып. 91.
- Чурилин Н. С. 1966. Базальт-трахитовая формация Тагильского погружения на Урале. Второе уральск. петрограф. совещ., тезисы докл., III, Свердловск.
- Шварцбах М. 1955. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. ИЛ, М.
- Щербаков Э. С. 1963. Литология пограничных отложений ордовика и силура в бассейне рек Косью и Кожим (Приполярный Урал). Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Щербаков Э. С. 1966. Силурийские и девонские отложения юго-восточного окончания поднятия Чернова. В сб.: Палеозойские отложения Северного Приуралья, изд. «Наука», М.—Л.
- Щербаков Э. С. 1967. Основные черты палеогеографии западного склона Северного и Приполярного Урала в раннем девоне и раннем эйфеле. Матер. к первой уральск. конф. молодых геологов и геофизиков, Свердловск.
- Щербаков Э. С., Чермных В. А. 1970. О каменноугольных сидеритовых отложениях на р. Илыче. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 10.
- Яковлев Н. Н. 1948. О червячковых известняках. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Calicёv V. I. 1964. Die Beziehungen zwischen den rotfarbenen und kohleführenden Formationen des Perms im nördlichen Uralgebiet. Berichte der Geologischen Gesellschaft, Bd. 9, Hf. 3, Berlin.
- Quiring H. 1944. Oolithentstehung. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение (В. А. Чермных)	3
О методике составления литолого-палеогеографических карт (В. А. Чермных)	4
О методике составления палеотектонических карт (В. Н. Пучков)	7
Содержание карт	10
Палеогеография позднеордовикской эпохи (карта 1) (Э. С. Щербаков)	10
Палеогеография раннесилурийской эпохи (карта 2) (А. И. Першина)	11
Палеогеография позднесилурийской эпохи (карта 3) (А. И. Першина)	13
Палеогеография раннедевонской эпохи (карта 4) (А. И. Першина, Э. С. Щербаков)	14
Тектоническое развитие в течение силурийско-раннедевонского этапа (карта 5) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	16
Некоторые черты структурного плана территории к началу средне- девонской трансгрессии (карта 6) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	18
Палеогеография раннеэфельского века (карта 7) (Э. С. Щербаков, А. И. Першина)	19
Палеогеография позднеэфельского века (карта 8) (В. С. Цыганко, А. И. Першина)	21
Палеогеография живетского века (карта 9) (В. С. Цыганко) . . .	23
Палеогеография раннефранского века (карта 10) (А. И. Першина)	25
Палеогеография среднефранского века (карта 11) (А. И. Першина)	27
Палеогеография позднефранского века (карта 12) (А. И. Першина)	28
Палеогеография раннефаменского века (карта 13) (А. И. Першина)	30
Палеогеография позднефаменского века (карта 14) (А. И. Першина)	31
Тектоническое развитие территории в течение средне- и позднедевон- ского подэтапа (карта 15) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	33
Палеогеография раннетурнейского века (карта 16) (В. А. Чермных, Л. Н. Беляков)	35
Палеогеография позднетурнейского века (карта 17) (В. А. Чермных, Л. Н. Беляков)	37

Тектоническое развитие в течение турнейского подэтапа (карта 18) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	39
Некоторые черты структурного плана к началу визейского века (карта 19) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин, В. А. Черных)	41
Палеогеография ранневизейского века (карта 20) (В. А. Черных, Л. Н. Беляков)	42
Палеогеография средневизейского века (карта 21) (В. А. Черных, Л. Н. Беляков)	44
Палеогеография поздневизейского (намюрского) века (карта 22) (В. А. Черных, Л. Н. Беляков)	46
Тектоническое развитие в течение визейского этапа (карта 23) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	48
Палеогеография башкирского века (карта 24) (В. А. Черных, Л. Н. Беляков)	49
Палеогеография московского века (карта 25) (В. А. Черных, Л. Н. Беляков)	52
Палеогеография позднекаменноугольной эпохи (карта 26) (В. А. Черных, Л. Н. Беляков)	53
Тектоническое развитие в течение средне- и позднекаменноугольного этапа (карта 27) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	56
Некоторые черты структурного плана к началу пермского периода (карта 28) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин, В. А. Черных)	57
Палеогеография ассельского века (карта 29) (Н. Н. Кузькокова, Н. И. Тимонин, В. А. Черных)	58
Палеогеография сакмарского века (карта 30) (Н. Н. Кузькокова, Н. И. Тимонин, В. А. Черных)	60
Палеогеография артинского века (карта 31) (Н. Н. Кузькокова, Н. И. Тимонин, В. А. Черных)	62
Палеогеография кунгурского века (карта 32) (Н. Н. Кузькокова, Н. И. Тимонин, В. А. Черных)	63
Тектоническое развитие в течение ассельско-кунгурского этапа (карта 33) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	65
Палеогеография уфимского века (карта 34) (В. И. Чалышев)	67
Палеогеография казанского века (карта 35) (В. И. Чалышев)	70
Палеогеография татарского века (карта 36) (В. И. Чалышев)	72
Тектоническое развитие территории в течение уфимско-татарского этапа (карта 37) (В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин)	73
Палеогеография индского века (карта 38) (В. И. Чалышев)	76
Палеогеография раннеоленинского века (карта 39) (В. И. Чалышев)	79
Палеогеография позднеоленинского века (карта 40) (В. И. Чалышев)	81
Палеогеография среднетриасовой эпохи (карта 41) (В. И. Чалышев)	83
Палеогеография карнийского и норийского веков (карта 42) (В. И. Чалышев)	84
О палеогеографии рэтского века (В. И. Чалышев)	85

О палеогеографии раннеюрской эпохи (В. А. Сорокин)	85
Палеогеография среднеюрской эпохи (карта 43) (В. А. Сорокин)	85
Палеогеография позднеюрской эпохи (карта 44) (В. А. Сорокин)	86
Тектоническое развитие территории в течение триасового и юрского этапов (В. Н. Пучков, В. А. Сорокин)	87
Палеогеография валанжинского, готеривского и барремского веков (карта 45) (В. А. Сорокин)	89
Палеогеография аптского и альбского веков (карта 46) (В. А. Сорокин)	90
Заключение (В. Н. Пучков, В. А. Черных)	92
Литература	100

**ИСТОРИЯ
геологического развития
Северного Приуралья
в палеозое и мезозое**

*Утверждено к печати
Комитетом филиалом Академии наук СССР*

Редактор издательства Т. П. Жукова
Технический редактор О. Н. Скобелева
Корректор В. В. Аствацатурова

Сдано в набор 19/XI 1970 г. Подписано к печати 20/X 1971 г.
Формат бумаги $60 \times 90 \frac{1}{16}$. Печ. л. $6 \frac{3}{4} + 1$ вкл. ($\frac{1}{8}$ печ. л.) =
= $6 \frac{7}{8}$ усл. печ. л. Уч.-изд. л. 7.12. Изд. № 4218. Тип. зак. № 832.
М-26484. Тираж 850. Бумага № 1.

Цена атласа с приложением брошюры 3 руб.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 лин., д. 12

ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
46 Карта 42	1 снизу Заголовок	эквивалент среднетриасовой	часть позднетриасовой

Заказ № 892

Цена атласа
с приложением брошюры
3 руб.

475