М·Я·Рудкевич

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

УДК 551.24:553.981/982.042

Рудкевич М. Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., «Недра», 1974. 184 с.

В книге рассматриваются различные формы и степени связи между структурными, литофациальными и палеотектоническими характеристиками осадочных бассейнов, с одной стороны, и их нефтегазоносностью — с другой.

В работе обосновывается ведущая роль палеотектонических факторов в распределении залежей нефти и газа по разрезу и по площади, в концентрации залежей по запасам и в фазовом равновесии нефтегазовых систем.

В качестве важнейших палеотектонических критериев учитываются: мощность и объем осадочного выполнения; количество и мощность проницаемых толщ и региональных флюидоупоров; динамика изменения скорости прогибания бассейна в целом и его внутренних зон в частности; начало заложения, кинематика роста и время завершения формирования платформенных складок различных порядков; палеогипсометрические соотношения локальных структур друг с другом и с крупными поднятиями, которые они осложняют.

Главным объектом для изучения палеотектонических критериев нефтегазоносности выбрана Западно-Сибирская провинция — одна из крупнейших в мире. В результате детальных палеотектонических реконструкций в платформенном этаже Западно-Сибирской плиты выделены структурно-тектонические подэтажи и ярусы, сопоставимые по возрасту со структурными комплексами и этажами альпийских складчатых областей Евразии. Структурным таксономическим единицам отвечают осадочные циклы и ритмы, потенциально нефтегазоносные комплексы и региональные флюидоупоры, которые примерно синхронны на огромном пространстве Центрально-евразиатской молодой платформы.

Палеотектонический анализ показывает, что нефтегазоносные толщи являются также и нефтегазопроизводящими. Этот вывод подкрепляется данными о пространственном изменении состава и свойств нефтей, газов и конденсатов, результатами изучения соотношений изотопов углерода нефтей разных комплексов.

Книга рассчитана на геологов-нефтяников, ответственных за планирование и проведение поисково-разведочных работ, сотрудников научно-исследовательских институтов, преподавателей и студентов высших учебных заведений соответствующего профиля.

Таблиц 7, иллюстраций 64, список литературы — 150 назв.

Р $\frac{20802-228}{043(01)-74}$ 273—74

© Издательство «Недра», 1974

МАКС ЯКОВЛЕВИЧ РУДКЕВИЧ

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Редактор издательства **Н. В. Чистякова**
Техн. редактор **Л. В. Дунаева**
Художник **Л. В. Брылев**
Корректор **Л. В. Сметанина**

Сдано в набор 21/VIII 1973 г. Подписано в печать 17/V 1974 г. Т-10053 Формат 70×100¹/₁₆
Бумага № 1 Печ. л. 11,5 Усл. п. л. 14,95 Уч.-изд. л. 15,00 Тир. 900 экз. Зак. № 505/4683-7 Цена 1 р. 55 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эффективность поисков нефтяных и газовых месторождений в большой степени зависит от результатов изучения истории геологического развития седиментационных бассейнов и крупных структурных элементов, контролирующих зоны регионального нефтегазонакопления.

Многие исследователи согласны с тем, что одними из главных факторов формирования залежей углеводородов являются время образования и характер тектонической жизни ловушек. Вместе с тем важно изучать не только и не столько морфологические особенности и кинематику развития локальных поднятий, сколько палеотектонику целых бассейнов (провинций) и крупных тектонических элементов, определяющих литолого-формационные, структурные и термодинамические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Можно привести много примеров очень тесной связи между временем заложения локальных структур, их нефтеносностью и стратиграфическим диапазоном размещения залежей. Можно также показать немало случаев, когда такой связи не обнаруживается.

Однако, рассматривая палеотектонические критерии нефтегазоносности не только в локальном, но и в региональном плане, можно еще раз убедиться в обоснованности взглядов тех последователей И. М. Губкина, которые рассматривают процесс нефтегазообразования как неотъемлемую часть седиментогенеза и тектонического развития осадочных бассейнов. Скопления углеводородов парагенетически связаны с региональными резервуарами (нефтегазоносными комплексами); нефтегазообразование в каждом комплексе протекает автономно, а формирование залежей происходит главным образом в результате внутрирезервуарной миграции.

Анализ фактического материала по ряду провинций и областей вскрывает ошибочность представлений о том, что в крупных нефтегазоносных областях и провинциях существуют изолированные нефтепроизводящие толщи, которые «поставляли» углеводороды в весь осадочный чехол (например, битуминозные глины доманика в Волго-Уральской провинции, юрский терригенный комплекс Западно-Сибирской и Туранской плит и др.) [11, 42, 51, 52, 67, 114, 132].

Палеотектонические реконструкции, данные по изменению физических свойств и группового состава нефтей в вертикальном разрезе осадочных толщ и по простиранию продуктивных комплексов, результаты изучения изотопов углерода нефтей и газов исключают возможность существования «вторичных» (т. е. образовавшихся за счет перетока рассеянных углеводородов снизу) нефтегазоносных комплексов.

В настоящей работе анализируется история развития Западно-Сибирской плиты и обосновывается ведущая роль палеотектонических показателей нефтегазоносности ее недр. Выбор Западно-Сибирской провинции в качестве модели для раскрытия закономерностей нефтегазообразования и нефтегазонакопления объясняется рядом причин.

Среди них главные — огромные размеры бассейна (свыше 3,5 млн. км², из которых 2 млн. км² — перспективные земли), сравнительно простое геологическое строение исследованной территории, тектонический режим относительно устойчивого и длительного прогибания, благоприятствующий сохранению сформировавшихся на разных этапах развития залежей углеводородов, невыраженность процессов разрушения и переформирования скоплений нефти и газа.

Западно-Сибирская провинция является уникальной по ресурсам углеводородов. В решениях XXIV съезда КПСС записано: «Создать в Западной Сибири крупнейшую в стране базу нефтяной промышленности; довести в 1975 году добычу нефти не менее чем до 120—125 млн тонн... Ускорить разработку мощных газовых месторождений на севере Тюменской области. Приступить к строительству крупных нефтехимических комплексов в районах Тобольска и Томска... Обеспечить строительство газопроводов для подачи газа на Урал и в европейскую часть СССР, нефтепроводов к нефтеперерабатывающим заводам Сибири, Казахстана и европейской части СССР».

Раскрытие закономерностей пространственного размещения крупных месторождений, решение проблемы раздельного прогнозирования скоплений жидких и газообразных углеводородов имеют помимо теоретического огромное практическое значение, особенно в пределах Западно-Сибирской провинции.

Многие закономерности, выявленные по материалам Западной Сибири, носят универсальный характер, что показано на примерах других территорий — Туранской и Скифской плит и некоторых районов древней Восточно-Европейской платформы.

Настоящая работа имеет определенную практическую направленность. Такие структурно-формационные показатели нефтегазоносности, как тип разреза, мощность и объем проницаемых и флюидоупорных комплексов и подкомплексов, характеристика изменения скорости прогибания во времени отдельных областей и зон, могут быть получены для любого бассейна из анализа материалов региональных геолого-геофизических исследований.

При обсуждении плана работы автор получил весьма полезные советы от члена-корреспондента АН СССР профессора М. И. Варенцова, члена-корреспондента АН СССР профессора Н. Б. Вассоевича, заслуженного деятели науки и техники РСФСР профессора А. А. Бакирова, которым он признателен за оказанную помощь.

Автор выражает благодарность своим коллегам, принимавшим участие в исследованиях, построении палеотектонических схем и в подготовке иллюстраций к печати, — сотрудникам Западно-Сибирского научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института (ЗапСибНИГНИ) Е. М. Максимову, В. В. Тихомировой, В. Г. Лободе, Л. И. Образцовой, Л. Я. Быховской.

ГЛАВА I

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПО СООТНОШЕНИЮ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ РАЗНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ)

§ 1. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПЛАНА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

При изучении строения платформенных чехлов как древних, так и молодых плит тектоническое районирование, границы между структурами разных порядков проводятся по структурной карте одного из стратиграфических уровней. Обычно это либо подошва осадочного покрова, либо один из нижних, близких к поверхности фундамента горизонтов.

По указанному принципу построена карта тектоники нефтегазоносных областей СССР под редакцией Л. Н. Розанова, совмещенная со стратоизогипсами подошвы осадочных чехлов на плитах платформ, в краевых и межгорных прогибах складчатых систем [96].

На протяжении ряда лет составлялись тектонические схемы платформенного чехла Западно-Сибирской плиты на основе структурной карты по сейсмическому отражающему горизонту Б, отождествляемому в одних районах с кровлей, а в других — с подошвой маломощной пачки битуминозных аргиллитов волжского яруса [97, 98, 99, 102, 104, 132].

В 1971 г. коллективами специалистов геологических управлений Западной Сибири, Урала и Северного Казахстана, институтов СНИИГГИМС, НИИГА, ЗапСибНИГНИ под общей редакцией Н. Н. Ростовцева была составлена принципиально новая тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Она в определенной степени отражает соотношение структурных планов подошвы меловых отложений (горизонт Б) и низов верхнего мела (горизонт Г, отождествляемый с границей сеноманского и туронского ярусов).

На рис. 1 и 2 изображены структурные карты по горизонтам Б и Г, сравнение которых позволяет заметить изменения в очертаниях и контрастности ряда тектонических осложнений вверх по разрезу.

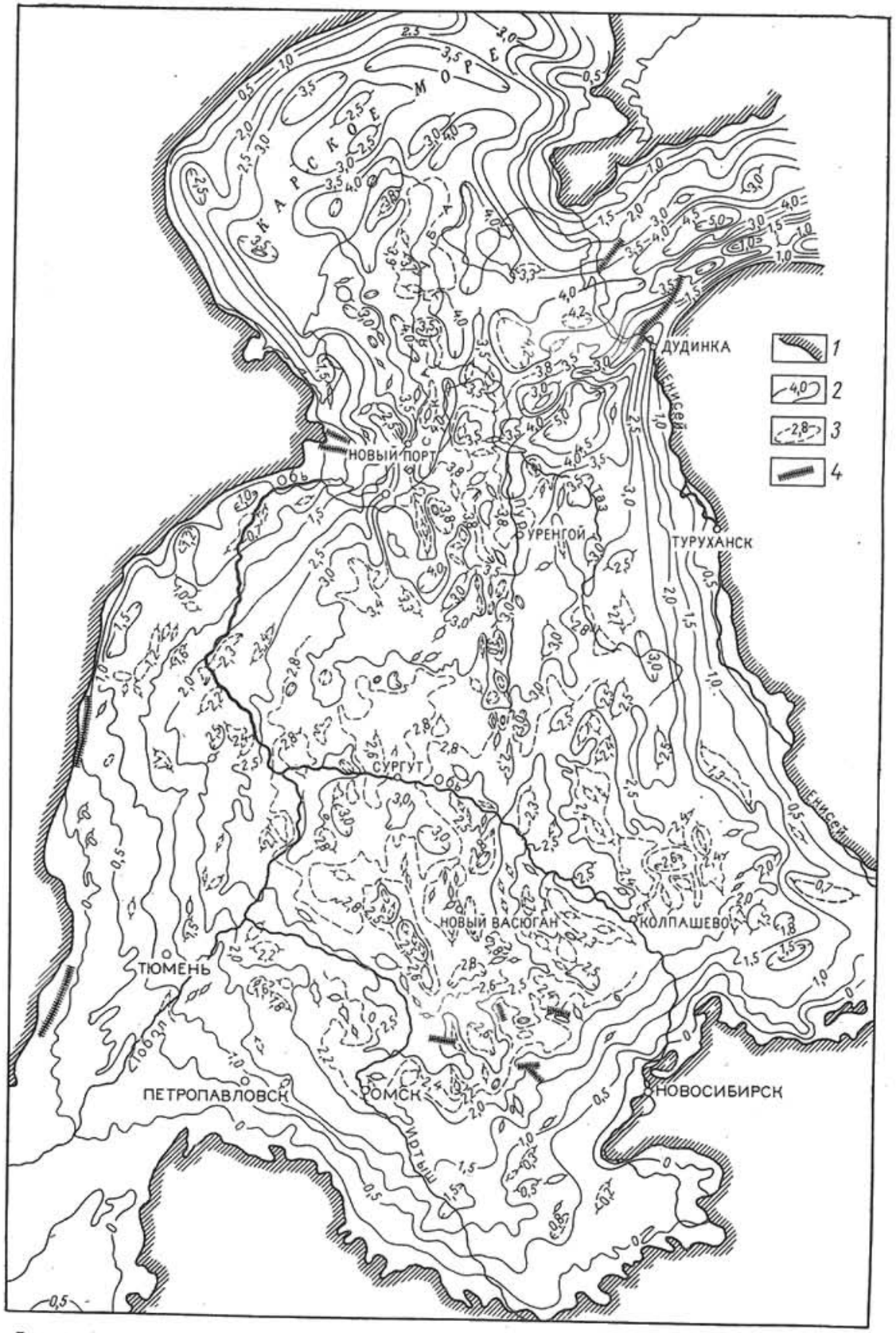


Рис. 1. Структурная карта по кровле верхней юры (отражающий горизонт Б) и по поверхности фундамента (за пределами распространения юрских отложений). Составлена коллективом авторов под ред. Н. Н. Ростовцева, 1971.

1 — границы Западно-Сибирской плиты; стратоизогипсы (в км) опорной поверхности: *2* — сечение через 0,5 и 1,0 км ниже уровня моря, *3* — дополнительное сечение через 0,1 и 0,2 км; *4* — разрывные нарушения.

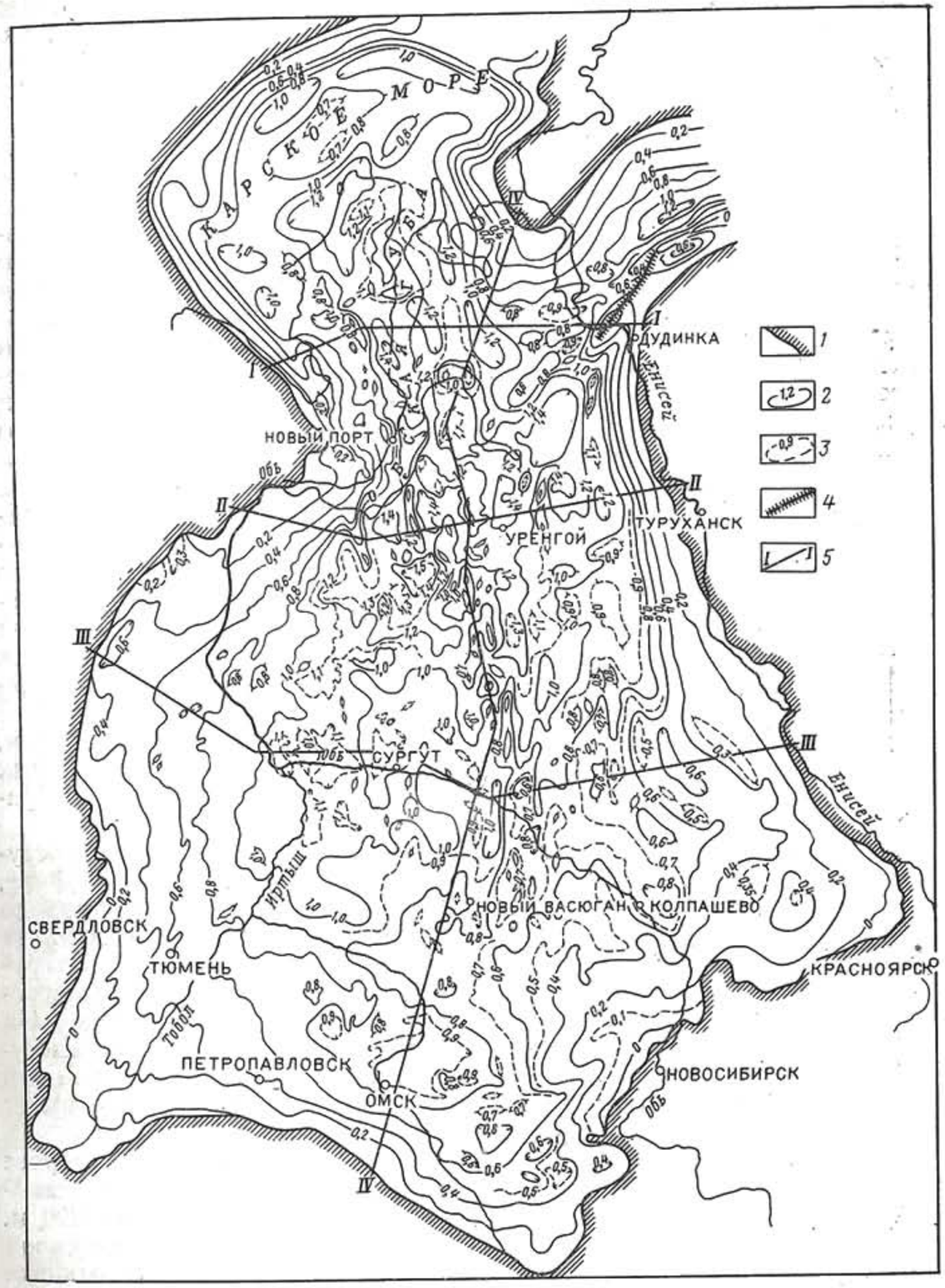


Рис. 2. Структурная карта по кровле сеноманского яруса (отражающий горизонт Г). Составлена коллективом авторов под ред. Н. Н. Ростовцева, 1971.

1 — внешний контур распространения сеноманских отложений; стратоизогипсы (в км) кровли сеноманского яруса: *2* — сечение через 0,2 км ниже уровня моря, *3* — дополнительное сечение через 0,1 км; *4* — разрывные нарушения; *5* — геологические профили.

На обеих картах Западно-Сибирская мегасинеклиза отчетливо разделяется на прибортовой гомоклинальный Внешний пояс и сложно расчлененную депрессионную Внутреннюю область, в которой оконтуриваются своды, мегавалы, впадины, мегапрогибы. Однако по кровле сеномана прибортовые гомоклинали шире, чем по подошве мела, они выположены, осложняющие их поднятия и депрессии, вырисовывающиеся по горизонту Б, сглажены или совсем не выражены. Днища внутренних впадин мегасинеклизы по кровле сеномана также заметно выположены. Крупные поднятия в Среднем Приобье и в Надым-Тазовском междуречье в общем сохраняют свои очертания по обоим сравниваемым горизонтам, но их амплитуда резко уменьшается вверх по разрезу в южных районах и сохраняется почти неизменной на севере — в бассейнах Надыма, Пура и Таза. В юго-восточной части плиты по сеноманскому горизонту не только исчезают контуры тектонических осложнений (переходящих в погребенные структуры), но и вырисовываются новообразованные, «бескорневые» поднятия. Так, на структурной карте по кровле сеномана исчезает субмеридиональный прогиб, отделяющий Приенисейскую моноклиналь от системы крупных поднятий Среднего Приобья. Этот прогиб как бы поглощается расширившимся Приенисейским склоном. К северо-западу от Колывань-Томской гряды, на месте Барабинско-Пихтовской моноклинали и южного борта Нюрольской впадины, которые выделяются в юрских и нижнемеловых толщах, по кровле сеномана вырисовывается крупный пологий Кенго-Чузикский выступ. Очевидно, эта существенная перестройка структурного плана юго-восточной части плиты произошла в послесеноманское время.

Палеотектонические реконструкции, проведенные ранее, показали, что строение и история развития отдельных зон, блоков и частных структур Западно-Сибирской плиты отличаются большим разнообразием [105].

Главные черты тектоники платформенного чехла отчетливо проступают при рассмотрении геологических профилей (рис. 3). В профиле, проведенном с юга на север, от Центральноказахстанского массива до Таймырской складчатой зоны (рис. 3, *IV—IV*), видно, что подошва юрского комплекса в указанном направлении неравномерно погружается от —2500÷—3000 м вблизи Омска до —6500 м в Усть-Енисейской депрессии, а затем резко воздымается в сторону Таймыра. На фоне асимметричной впадины фиксируется несколько крупных выступов (поднятий). Однако до широты Среднего Приобья региональный тектонический элемент, над которым эти выступы возвышаются, имеет форму плоской структурной террасы.

К северу от Широтного Приобья (на данном профиле — севернее Нижневартовского свода) поверхность доюрского основания испытывает довольно резкое ступенчатое погружение от —2600 м до —4200 м, т. е. более чем на 1500 м. Менее расчлененным является южный склон свода (погружение около 600 м). Нижневартовское поднятие (в отличие от положительных структур, пересекаемых южным отрезком профиля) отчетливо фиксируется по всем горизонтам мела и сохраняет заметное превышение над смежными прогибами вплоть до олигоценовых слоев.

Нижневартовский свод характеризуется нефтенасыщенностью продуктивных горизонтов юры, неокома и нижнего апта, а на Варь-Еган-

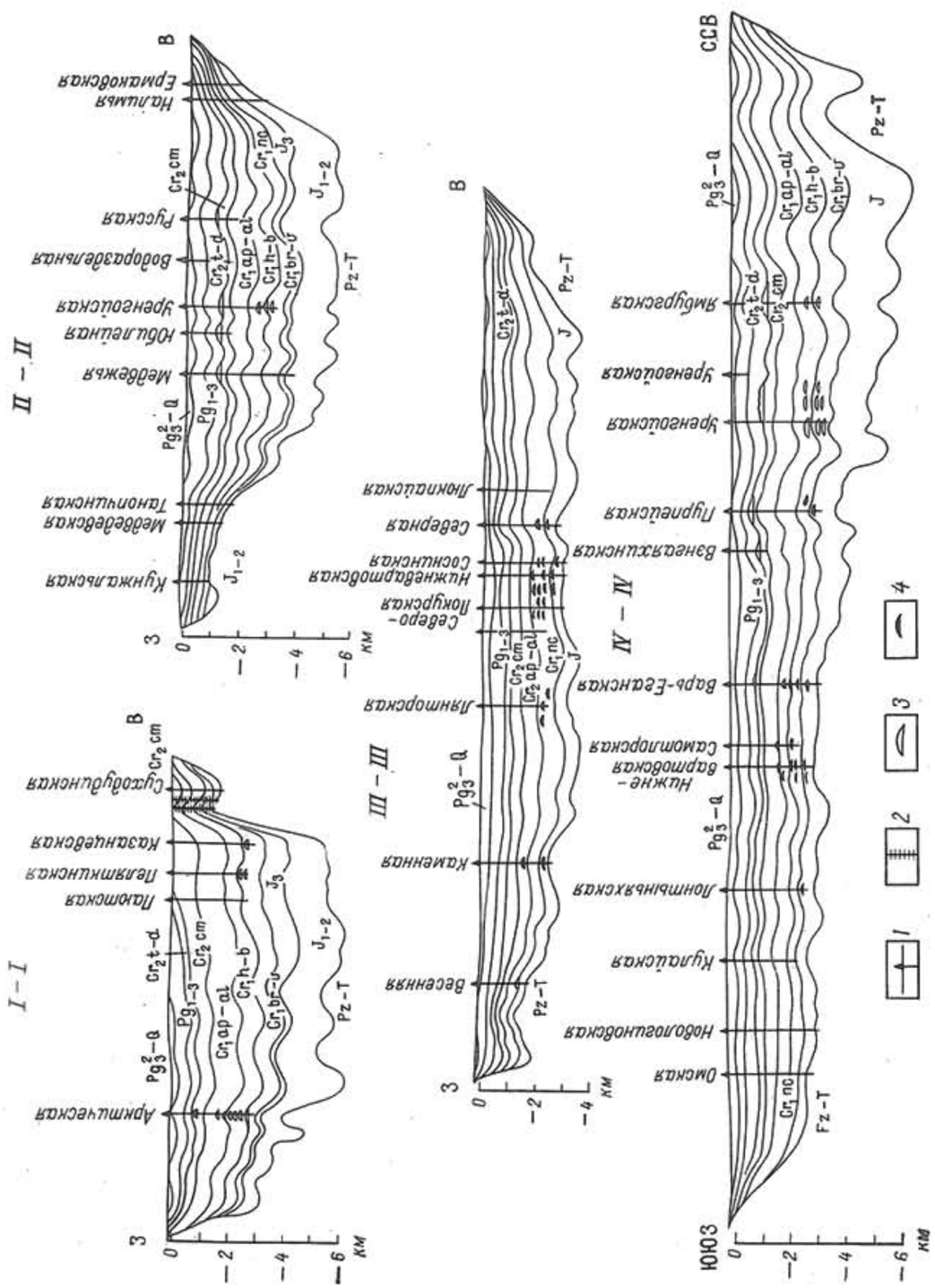


Рис. 3. Геологические профили *I—I*, *II—II*, *III—III*, *IV—IV* через Западно-Сибирскую плиту (см. рис. 2). Составили М. Я. Рудкевич, П. П. Задорожный, 1972.

1 — скважины; *2* — разрывные нарушения; залежи: *3* — газовые и газоконденсатные, *4* — нефтяные.

ском валу наряду с нефтяными и газоконденсатными скоплениями в отложениях юры и нижнего мела присутствует газовая залежь в сеноманском горизонте. На расположенном южнее, в пределах почти ровной структурной террасы Каймысовском поднятии нефтеносна только васюганская свита (верхняя юра).

Очевидно, фронт региональной миграции углеводородов продвигается с севера на юг, со стороны глубоких депрессий, отличавшихся устойчивым прогибанием в продолжение всей мезозойской эры. На пути этого потока своды Среднего Приобья играли роль региональных ловушек. Поднятия, расположенные южнее, питались главным образом за счет местных, ограниченных нефтесборных площадей.

К северу от Вынгапурского мегавала выделяются контрастные Пурпейское и Уренгойское поднятия. Нижние толщи (юра, валанжин) в их пределах заметно расчленены на более мелкие складки, тогда как в горизонтах апта — альба, верхнего мела и палеогена над ними вырисовываются более крупные, «объединенные» положительные формы. Затухание этих крупных складок вверх по разрезу незначительное.

Амплитуды Уренгойского мегавала и Пурпейского свода по кровле сеноманского яруса и по подошве меловых отложений достигают 400—600 м (по отношению к днищам смежных депрессий). Столь же контрастные по всем горизонтам чехла поднятия и прогибы вырисовываются еще севернее. Для Ямбургского поднятия характерны заметное затухание амплитуды от валанжинского яруса к поверхности сеномана, а затем новое небольшое увеличение крутизны складки и сокращение мощности палеогеновых горизонтов к своду.

Из приведенного описания можно заключить, что субмеридиональный профиль отражает существование трех тектонических зон: южной — с относительно слабо расчлененным рельефом фундамента и близким к горизонтальному залеганием осадочного чехла; центральной — со значительным расчленением поверхности фундамента и пологими широкими складками в мезозойско-кайнозойском покрове, затухающими в верхнемеловых и кайнозойских слоях; северной — характеризующейся высокоамплитудными, более узкими, чем в центральной зоне, поднятиями и прогибами, которые сохраняют контрастность вплоть до палеогеновых горизонтов.

Широтный профиль от Урала до Сибирской платформы (рис. 3, *III—III*) отображает сравнительно простую синклинальную структуру центральной части плиты. Днище этой синклинали осложнено пологими сводами и валами, вершины которых нигде не поднимаются до уровня прибортовых моноклиналей.

Этот профиль обычно приводится в качестве типичного для Западно-Сибирской плиты [86].

Субширотные профили по линиям *I—I* и *II—II* (рис. 3) показывают увеличение амплитуд складок по верхнемеловым горизонтам от бортов к центру плиты, что в определенной степени объясняет присутствие в сеноманском резервуаре залежей газа на Медвежьем, Уренгойском, Русском и других поднятиях. В то же время вблизи Малохетского мегавала отмечается затухание вверх по разрезу таких структур, как Пеляткинская и Казанцевская (профиль *I—I*). Это затухание, по-видимому, является одной из причин отсутствия крупных скоплений газа в верхнемеловых горизонтах в пределах упомянутых площадей.

Разумеется, закономерности размещения залежей углеводородов по разрезу, их фазовое состояние не могут быть объяснены при рассмотрении только современного структурного плана. Но самая общая связь между условиями залегания осадочных толщ и их нефтегазоносностью устанавливается и по структурно-морфологическим показателям, особенно если проводится сравнение структурных карт и профильных разрезов по нескольким горизонтам чехла. Именно на этом сравнении и сопоставлении структурных планов основывается излагаемая ниже морфологическая классификация платформенных складок Западно-Сибирской плиты.

§ 2. ДЕЛЕНИЕ ЗАМКНУТЫХ ПОДНЯТИЙ I И II ПОРЯДКОВ ПО ИХ ВЫРАЖЕННОСТИ В НИЖНИХ И ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТАХ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

На тектонической схеме платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (рис. 4) показаны главные морфологические элементы: Внешний пояс и Внутренняя область, структуры I и II порядков. Они разделяются на положительные замкнутые (своды, мегавалы, купола), положительные незамкнутые (выступы, незамкнутые мегавалы, структурные носы) поднятия, замкнутые и незамкнутые депрессии (впадины, мегапрогибы, структурные заливы), сочленяющие формы (седловины, мосты) и однокрылые структуры (моноклинали). Кроме того, на схему нанесены флексурные уступы и разрывные нарушения, с достоверностью установленные в платформенном чехле.

Принципиально новым в описываемой схеме является отображение классификации замкнутых поднятий I и II порядков по их выраженности по горизонтам Б и Г. Для создания такой классификации было проведено сравнение контуров и амплитуд поднятий на двух структурных картах: по кровле юры и по поверхности сеномана. При этом сравнении были выбраны такие пределы соотношений амплитуд и конфигурации поднятий, которые не требуют большой точности от мелкомасштабных карт. Было выделено пять классов положительных структур.

1. Поднятия, у которых амплитуда по горизонту Г превышает 2/3 амплитуды по горизонту Б.

2. Поднятия, амплитуда которых по горизонту Г составляет от 2/3 до 1/3 амплитуды по горизонту Б.

3. Положительные замкнутые структуры, амплитуда которых по горизонту Г меньше 1/3 амплитуды по горизонту Б.

4. Поднятия, выраженные по реперу Б как замкнутые и раскрывающиеся по кровле сеномана в структурные носы и выступы (в плане).

5. Поднятия, которые вырисовываются как замкнутые по реперу Б и преобразуются по горизонту Г в моноклинали, депрессии и другие формы, не сопоставимые с конфигурацией погребенных складок в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях.

Распределение замкнутых поднятий по классам носит зональный характер. Структуры 1-го и 2-го классов тяготеют к районам Южного Ямала и Надым-Тазовского междуречья, где мощность осадочного чехла достигает 6—9 км, а глубины до горизонта Б колеблются от 3 до 5—6 км. Перепады глубин и мощностей здесь резкие, поднятия линейно

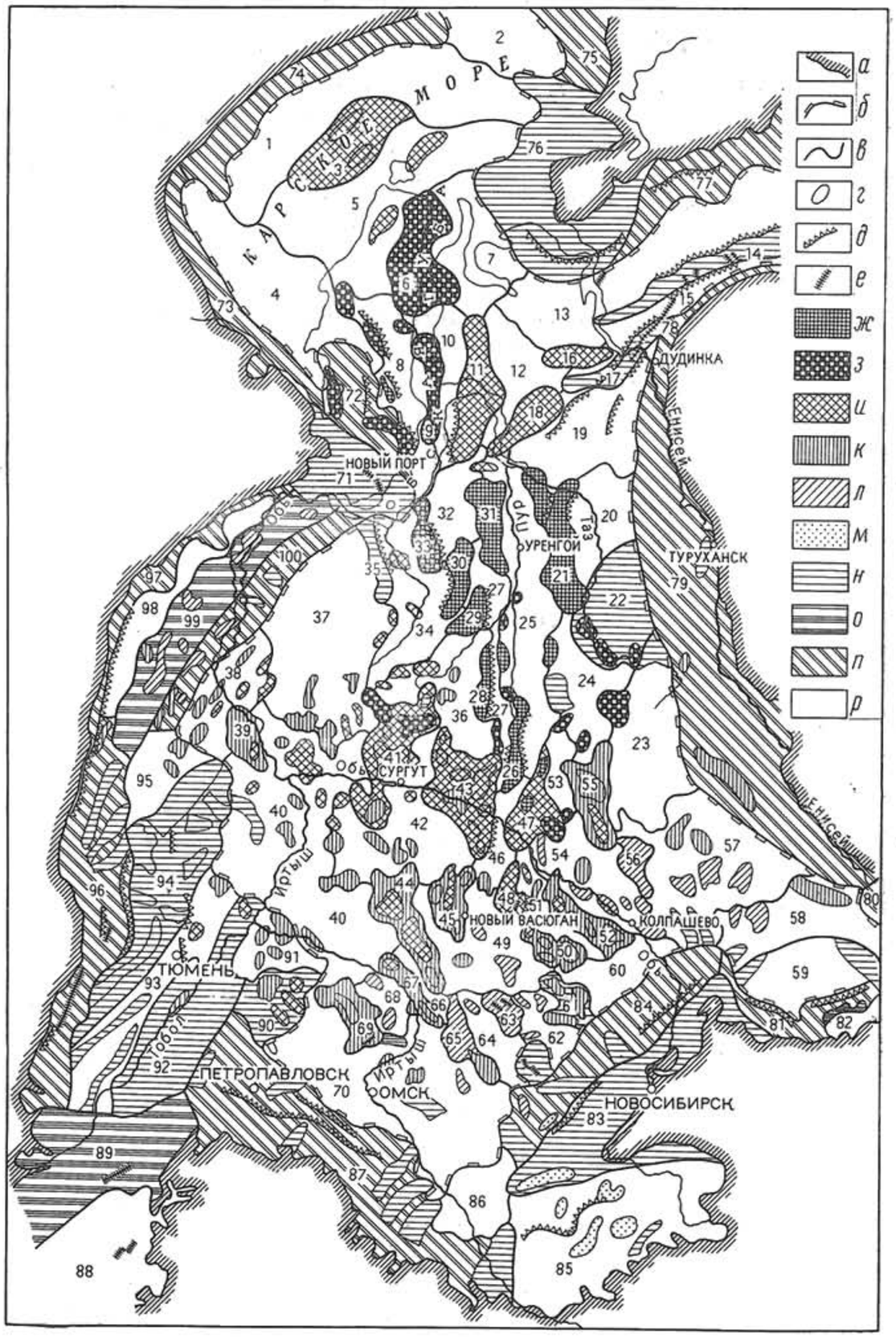


Рис. 4. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. Составлена коллективом авторов под ред. Н. Н. Ростовцева, 1971.

Границы: *а* — Западно-Сибирской плиты, *б* — между Внешним (прибортовым) поясом и Внутренней тектонической областью плиты, *в* — между структурами I порядка; *г* — контуры некоторых поднятий II порядка; *д* — уступы; *е* — разрывные нарушения; замкнутые поднятия, сохраняющие: *ж* — более 2/3 величины амплитуды горизонта Б (верхняя юра) по горизонту Г (сеноман—нижний турон), *з* — от 2/3 до 1/3 величины амплитуды горизонта Б по горизонту Г, *и* — менее 1/3 величины амплитуды горизонта Б по горизонту Г; замкнутые поднятия по горизонту Б: *к* — раскрывающиеся в структурные носы и выступы по горизонту Г, *л* — преобразующиеся по горизонту Г в моноклинали, депрессии и другие формы, резко отличные от структурного плана верхнеюрских и нижнемеловых отложений; *м* — замкнутые поднятия, выраженные по поверхности фундамента и находящиеся в области отсутствия юрских и части меловых отложений; *н* — незамкнутые поднятия (выступы, незамкнутые мегавалы, структурные носы); *о* — сочленяющие структуры (седловины, мосты); *п* — однокрылые структуры (моноклинали); *р* — замкнутые и незамкнутые депрессии (впадины, мегапрогибы, структурные заливы).

Структуры I порядка (цифры на карте): Внутренняя тектоническая область плиты: *1* — Восточно-Земельский мегапрогиб, *2* — впадина Арктического института, *3* — Карский свод, *4* — Байдарацкий мегапрогиб, *5* — Южно-Карская впадина, *6* — Среднеямальский свод, *7* — Северо-Гыданская (Юрибейская) впадина, *8* — Нейтинский мегапрогиб, *9* — Каменномысский мегавал, *10* — Парусовый мегапрогиб, *11* — Гыданский мегавал, *12* — Антипаютинская впадина, *13* — Усть-Енисейский мегапрогиб, *14* — Рассохинско-Балахнинский незамкнутый мегавал, *15* — Пясино-Жданихский мегапрогиб, *16* — Танамский мегавал, *17* — Малохетский незамкнутый мегавал, *18* — Среднемессояхский мегавал (свод); *19* — Большехетская впадина, *20* — Среднетазовская впадина, *21* — Часельский мегавал, *22* — Красноселькупский выступ, *23* — Верхневахская впадина, *24* — Верхнетолькинская впадина, *25* — Пурский мегапрогиб, *26* — Айтульский мегавал, *27* — Пякупурский мегапрогиб, *28* — Вынгапурский мегавал, *29* — Пурпейский свод, *30* — Верхнетанловский мегавал, *31* — Уренгойский мегавал, *32* — Хадуттейская впадина, *33* — Медвежий мегавал, *34* — Танловская впадина, *35* — Ярудейский незамкнутый мегавал, *36* — Едъяхинская впадина, *37* — Надымская впадина, *38* — Шеркалы-Кислорская впадина, *39* — Красноленинский свод, *40* — Ханты-Мансийская впадина, *41* — Сургутский свод, *42* — Юганская впадина, *43* — Нижневартовский свод, *44* — Верхнедемьянский мегавал (свод), *45* — Каймысовский свод, *46* — Колтогорский мегапрогиб, *47* — Александровский свод, *48* — Средневасюганский свод, *49* — Нюрольская впадина, *50* — Пудинский свод, *51* — Салацкий мегапрогиб, *52* — Сенькино-Сильгинский мегавал, *53* — Ларьякская впадина, *54* — Усть-Тымская впадина, *55* — Пыль-Караминский мегавал (свод), *56* — Пайдугинский мегавал (свод), *57* — Алипская впадина, *58* — Киселевская впадина, *59* — Тегульдетская впадина, *60* — Бакчарская впадина, *61* — Калгачский выступ, *62* — Николаевская впадина, *63* — Межовский свод, *64* — Кыштовская впадина, *65* — Тебисско-Воробьевский мегавал, *66* — Васисский мегапрогиб, *67* — Пологрудовский мегавал; *68* — Муромцевский мегапрогиб, *69* — Старосолдатский мегавал, *70* — Омская впадина; Внешний пояс плиты: *71* — Щучинский выступ, *72* — Южно-Ямальская моноклиналь, *73* — Припайхойская моноклиналь, *74* — Приновоземельская моноклиналь, *75* — Западно-Таймырская моноклиналь, *76* — Таймырский выступ, *77* — Южно-Таймырская моноклиналь, *78* — Северо-Сибирская моноклиналь, *79* — Пакулихинская моноклиналь, *80* — Южно-Енисейская моноклиналь, *81* — Приаргинская моноклиналь, *82* — Назаровская впадина, *83* — Томско-Каменский выступ, *84* — Барабинско-Пихтовская моноклиналь, *85* — Кулундинская впадина, *86* — Прииртышская впадина, *87* — Приказахстанская моноклиналь, *88* — Тургайская впадина, *89* — Кустанайская седловина, *90* — Вагай-Ишимский выступ, *91* — Вагайский крупный структурный залив (полувпадина), *92* — Тобольский незамкнутый мегавал, *93* — Тюменский крупный структурный залив (незамкнутый мегапрогиб), *94* — Туринский выступ, *95* — Верхнекондинский крупный структурный залив (незамкнутый мегапрогиб), *96* — Среднеуральская моноклиналь, *97* — Сарранпаульская моноклиналь, *98* — Лянгинский мегапрогиб, *99* — Северо-Сосьвинский мост, *100* — Березовская моноклиналь.

вытянутой формы, на их склонах и бортах впадин и прогибов развиты уступы.

Поднятия 3-го класса размещены главным образом в Широтном Приобье. Присутствуют они также в Надымской и Ханты-Мансийской впадинах и в субарктических районах плиты (Карский свод, Гыданский и Мессовский мегавалы).

В Среднем и Нижнем Приобье глубины до горизонта Б не превышают 2,5—3,0 км; на Крайнем Севере они изменяются в широком интервале — от 2,5 — 3 до 5—6 км.

Структуры 4-го класса занимают пространство к югу и к западу от Широтного Приобья. Это — Верхнедемьянский и Сенькино-Сильгинский мегавалы, Каймысовский и Пудинский своды и мелкие купола и валы Сибирского Приуралья (Березовский и Шаимский районы).

Поднятия 5-го класса занимают юго-восточную окраину Внутренней области плиты, они также распространены в пределах Пихтовско-Барабинской моноклинали и Северо-Сосьвинского моста. Структуры этого класса затухают значительно ниже кровли сеномана.

Таким образом, распределение поднятий разных классов подчиняется в целом субширотной зональности, на которую как бы наклады-

вается субмеридиональная ориентировка валов и прогибов, что создает своеобразную мозаику участков с преобладанием структур того или иного класса. Эта мозаика выражается, в частности, в том, что в области Надым-Тазовского междуречья, где доминируют крупные валообразные поднятия 1-го и 2-го классов, в днищах смежных депрессий присутствуют погребенные купола 3-го класса.

Отмеченные факты говорят о приуроченности высокоамплитудных линейных структур 1-го и 2-го классов, осложненных уступами, непосредственно к разломам, активизировавшимся в конце мелового периода и, особенно, в кайнозое. Ослабление тектонической напряженности по мере удаления от этих разломов к центрам впадин и мегапрогибов имеет важное практическое значение для поисков погребенных положительных структур и, возможно, связанных с ними залежей нефти и газа в неокоме.

Современные амплитуды поднятий II порядка по верхнеюрским отложениям, принадлежащих разным классам, отличаются несущественно (за исключением структур Усть-Енисейского района). Большинство куполов и валов имеет амплитуду в пределах 150—300 м по отражающему горизонту Б. Очевидно, главное различие поднятий разных классов состоит во времени их заложения и в характере последующего роста. Палеотектонические реконструкции показывают, что все структуры 1-го класса приобрели современную конфигурацию и амплитуду в послесеноманское время; поднятия 2-го класса энергично развивались в продолжение мелового периода; складки 3-го класса отличаются древним — юрским заложением и наиболее активным раннемеловым конседиментационным ростом. Структуры 4-го и 5-го классов развивались в основном в юрском периоде и в неокомское (или ранненеокомское) время.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДНЯТИЙ РАЗНЫХ КЛАССОВ

Определенная связь между выделенными классами поднятий и их нефтегазоносностью проступает довольно отчетливо при рассмотрении результатов поисково-разведочных работ (табл. 1). В табл. 1 помещены все поднятия II порядка, в пределах которых хотя бы одна площадь находилась в разведке.

Таблица 1

Продуктивность поднятий разных классов

Классы поднятий	Количество рассмотренных поднятий	Количество продуктивных поднятий	Доля продуктивных поднятий от общего количества разведанных, %	Количество продуктивных толщ (комплексов и подкомплексов)		
				минимальное	максимальное	средневзвешенное
5	21	5	24,0	1	1	1
4	44	13	30,0	1	5	1,8
3	38	26	68,4	1	5	2,4
2	9	8	88,8	1	5	2,8
1	16	15	93,7	1	5	3,1

Из табл. 1 видно, что резкий скачок продуктивности отмечается при переходе от структур 4-го к структурам 3-го класса.

Достаточно отчетливая связь устанавливается между замкнутыми поднятиями II порядка разных классов и стратиграфическим диапазоном нефтегазоносности. Для структур 5-го класса, 76% которых вообще не содержат промышленных скоплений углеводородов, характерно присутствие только одной продуктивной толщи во всех месторождениях. Это обычно либо среднеюрская мелкоритмичная песчано-глини-

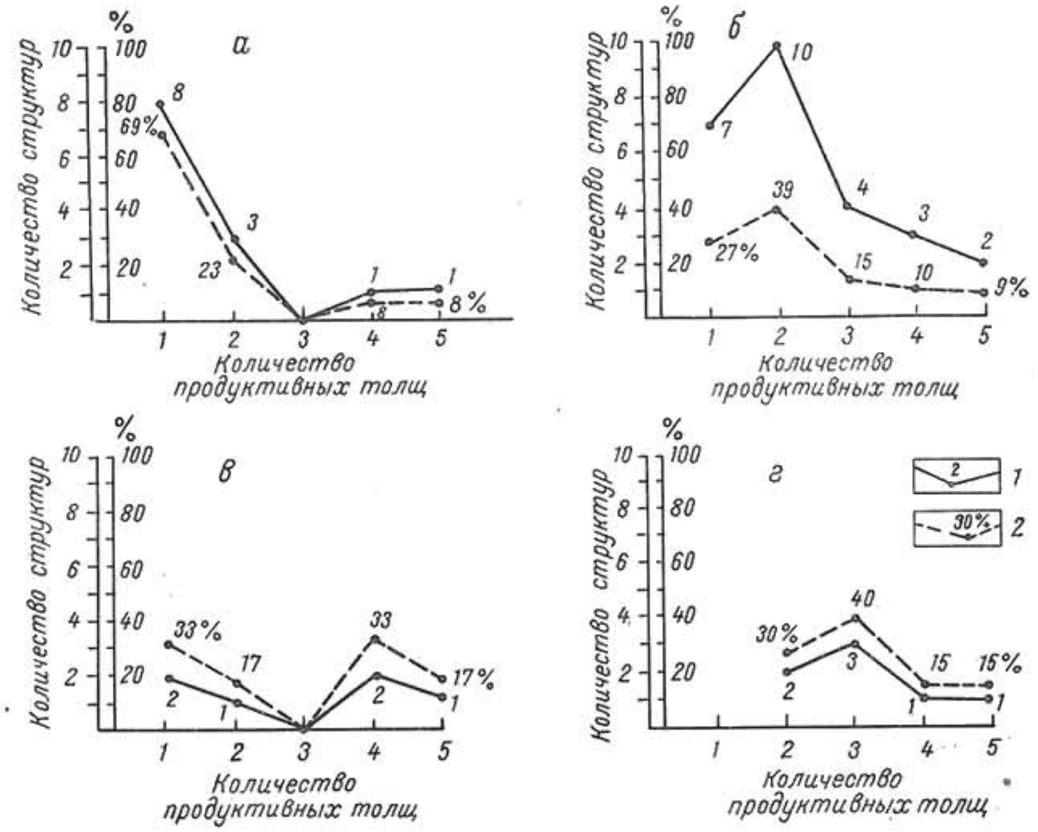


Рис. 5. Графики распределения количества нефтегазоносных толщ в структурах II порядка.

а — 4-го класса; *б* — 3-го класса; *в* — 2-го класса; *г* — 1-го класса.
Кривые: *1* — количество поднятий II порядка, содержащих одну, две, три и более продуктивных толщ, *2* — доля этих поднятий от общего количества проанализированных поднятий II порядка.

сто-алевритовая толща, либо верхнеюрские базальные песчаники. Количество положительных структур II порядка, отнесенных к 4-му классу, в пределах которых открыты скопления нефти и (или) газа, несколько выше (30%), чем количество аналогичных структур 5-го класса. На долю поднятий с одной продуктивной толщей приходится 69%, с двумя — 23% (рис. 5, *а*). Имеется всего лишь по одному поднятию, в которых число толщ равно четырем и пяти. Оба они находятся в пределах структур I порядка, относящихся к 3-му классу. Среди структур 3-го класса в 39% поднятий присутствует по две продуктивных толщи, а в 15% — три (рис. 5, *б*), средневзвешенное число последних равно 2,4.

Кривая распределения количества нефтегазоносных толщ для поднятий 2-го класса (в выборку включено только шесть наиболее полно изученных структур на глубине) имеет двухвершинную форму. Первый максимум (33%) падает на поднятия с одной толщей, а второй (тоже 33%) характеризует структуры с четырьмя толщами (рис. 5, *в*). Из 15 продуктивных поднятий 1-го класса для построения графика использовано только семь (рис. 5, *г*), так как на восьми площадях разведывались лишь верхнемеловые отложения. Максимум поднятий этого класса (40%) содержат по три подкомплекса, средневзвешенное число последних равно 3,1.

Структуры разных классов отличаются не только количеством, но и возрастной принадлежностью продуктивных толщ.

На графиках распределения нефтегазоносных подкомплексов по их возрасту в поднятиях 4-го, 3-го, 2-го и 1-го классов по оси абсцисс нанесены все известные толщи с указанием их возраста, а по оси ординат — количество структур, содержащих залежи в продуктивных толщах соответствующего возраста (рис. 6). Проценты структур с верхнеюрским, верхневаланжинским, готеривским и более молодыми подкомплексами исчислялись из общего числа проанализированных продуктивных поднятий II порядка.

Из двухвершинного графика 4-го класса видно, что большинство перспективных структур (53%) содержит залежи в верхнеюрских отложениях. Заметно также присутствие залежей в валанжине (в 38% поднятий). Вторая вершина (баррем-нижнеаптская) характеризует перспективность только трех куполов (20%), из которых два находятся в пределах структур I порядка, относящихся к 3-му классу.

График структур 3-го класса трехвершинный. Главная вершина — верхнеюрская (70%); вторая вершина отражает наличие скоплений углеводородов в баррем-нижнеаптской толще (35%); третья — фиксирует продуктивность трех куполов в сеномане (11%). График поднятий 2-го класса имеет две вершины: неокомскую (с максимумом в верхнем валанжине и близким к нему значением в готеривском ярусе) и сеноманскую.

Для структур 1-го класса характерен также двухвершинный график с отчетливыми максимумами в верхнем валанжине (57%) и в сеномане (100%). Главная вершина здесь самая молодая по сравнению с другими классами поднятий. Кроме того, в пределах структур 1-го класса известны скопления газа и выше — в линзовидных песчаных пластах турон-коньякского возраста.

Левые (т. е. относительно древние) вершины графиков для структур 2-го и 1-го классов сдвинуты в сторону более молодых подкомплексов по сравнению с графиками для поднятий 4-го и 3-го классов: здесь чаще встречаются скопления в неокоме и снижается роль юрских толщ. Совершенно очевидно, что при переходе от поднятий относительно более раннего заложения и раннего завершения конседиментационного роста (4-й, 3-й классы) к структурам, в морфологии которых отражаются этапы энергичного позднемелового и кайнозойского развития (2-й и 1-й классы), не только заметно возрастает количество продуктивных подкомплексов, но и происходит общее «омоложение» последних, перемещение главных резервуаров углеводородов вверх по разрезу. Такое явление свидетельствует о разновременности и многофазности

процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в зонах, отличающихся разным возрастом крупных платформенных складок. Отмеченные закономерности также показывают несостоятельность взглядов об относительно недавнем (кайнозойском) и одновременном формировании залежей нефти и газа во всей толще меловых отложений [71, 85, 109].

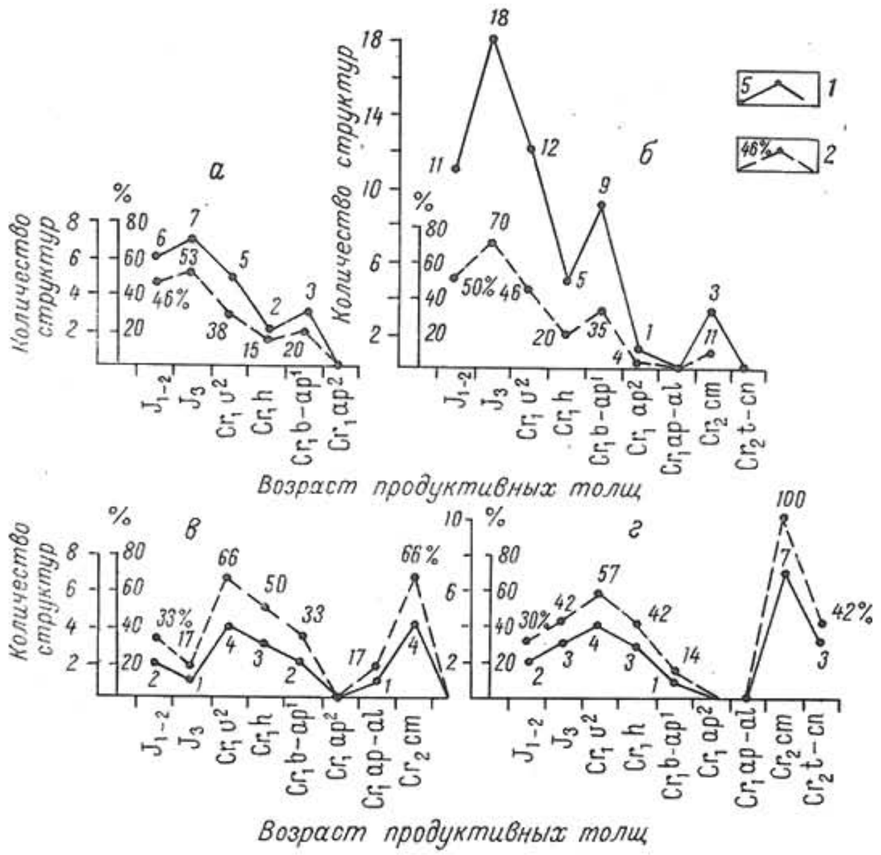


Рис. 6. Графики распределения нефтегазоносных толщ по их возрасту в структурах II порядка:

а — 4-го класса, *б* — 3-го класса. *в* — 2-го класса, *г* — 1-го класса.

Кривые: *1* — количество поднятий II порядка, заключающих себе нефтегазоносную толщу соответствующего возраста, *2* — доля этих поднятий от общего количества проанализированных поднятий.

Генетические стороны предложенной классификации замкнутых поднятий I и II порядков еще более отчетливо выступают при рассмотрении удельной плотности запасов по классам структур. В статистическую выборку были включены только те поднятия I и II порядков, на которых открыто значительное число месторождений с подсчитанными запасами по промышленным категориям, а также категориям C_2 и $Д_1$. Среднеарифметическая величина удельной плотности запасов была вычислена для структур 4-го и 5-го классов (совместно), поднятий 3-го класса и также совместно для структур 1-го и 2-го классов. Наименьшие запасы углеводородов установлены в поднятиях 4-го и 5-го классов; наибольшие — в поднятиях 1-го и 2-го классов.

Если среднеарифметическую величину удельной плотности запасов нефти и газа (в пересчете на нефть) в ловушках 4-го и 5-го классов (совместно) принять за единицу, то удельные плотности запасов структур других классов будут следующими (табл. 2). Если при этом учесть, что продуктивные поднятия 4-го и 5-го классов (совместно) составляют 27%, 3-го — 68%, а 1-го и 2-го (совместно) — 90% от их общего числа, то отмеченные соотношения изменяются следующим образом. Среднеарифметическая удельная плотность запасов нефти структур 3-го класса относится к тому же показателю для структур 4-го и 5-го классов как 19 : 1, а запасов газа — как 14 : 1. Для структур 1-го и 2-го классов среднеарифметическая удельная плотность по сравнению с поднятиями 4-го и 5-го классов больше по нефти в 20 раз, по газу в 75 раз.

Таблица 2

Соотношения удельных плотностей запасов нефти и газа для структур разных классов

Классы структур	Удельная плотность запасов нефти и газа (в пересчете на нефть)	Нефть : газ
4+5	1	1,7:1
3	6,8	2,25:1
1+2	13,8	0,5:1

Очевидно, что предложенная классификация, основанная на соотношении структурных планов поднятий по отражающим горизонтам внутри платформенного чехла, служит подтверждением генетической связи палеотектонических параметров с нефтегазоносностью.

Следовательно, палеотектонические показатели можно использовать для уточнения прогнозных и перспективных запасов и для геолого-экономических расчетов при планировании поисково-разведочных работ.

ГЛАВА II

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты в связи с нефтегазоносностью освещены в наших работах [91, 104]. Палеотектонические реконструкции, выполненные для больших отрезков времени, характеризуют важнейшие особенности развития всего бассейна, но недостаточно полно отражают формирование частных структур и прежде всего крупных поднятий — сводов, мегавалов, куполов. Эта задача решается составлением палеотектонических карт для более ограниченных интервалов разреза и времени. Такие карты были построены для раннеюрской, среднеюрской и позднеюрской эпох, берриас-ранневаланжинского, поздневаланжинского времени, готеривского, барремского веков, раннего апта, позднего апта, альба, сеномана, турона, коньяка — сантона, кампана, маастрихтского и датского веков, палеоценовой и эоценовой эпох, раннего олигоцена, ранне-среднеолигоценового этапа (время накопления атлымского и новомихайловского горизонтов), первой и второй половины позднеолигоценового времени. Кроме того, были составлены палеотектоническая схема неогенового периода (без позднего плиоцена) и карта суммарной деформации поверхности новомихайловского горизонта (примерно кровля среднего олигоцена) за позднеолигоцен-четвертичное время. Выполненные построения позволили не только проанализировать ход развития частных структур, но и подметить новые особенности строения всего платформенного чехла. Детальные палеотектонические реконструкции обосновывают расчленение платформенного этажа на структурно-тектонические подэтажи, ярусы и подъярусы.

Достаточно отчетливо выделяются следующие подэтажи: юрский, берриас-сеноманский, турон-датский, палеогеновый, неогеновый (без верхнего плиоцена) и верхнеплиоцен-четвертичный.

В первый подэтаж входят нижне-среднеюрский и верхнеюрский, во второй — неокомский и апт-сеноманский структурные ярусы. Третий — турон-датский подэтаж включает в себя одноименный ярус. В четвертый подэтаж входят три структурных яруса: палеоценовый, эоценовый

и олигоценовый. Неогеновый и верхнеплиоцен-четвертичный подэтажи совпадают по объему с одноименными ярусами.

Границы между подэтажами выражены региональными или зональными перерывами в осадконакоплении, а между структурными ярусами (внутри подэтажей) — резкой сменой характера осадков, а в отдельных районах — также и стратиграфическими несогласиями.

Интересно отметить, что границы между подэтажами и отдельными структурными ярусами являются общими не только для Западно-Сибирского бассейна, но и для всей Центральноевразиатской платформы. Они также отчетливо выражены в альпийской складчатой области.

В Копет-Даге, Большом Балхане, Туркмено-Хорасанском мегантиклинории меловые отложения отделены от юрских угловым несогласием. Стратиграфические несогласия между юрой и мелом установлены почти на всей территории Туранской и Скифской плит, а также в Усть-Енисейском и Южно-Ямальском районах Западно-Сибирского бассейна.

В Туркменском сегменте Альпийской складчатой области фиксируется стратиграфическое несогласие в основании датского яруса, которое служит разделом верхнемелового и палеогенового подэтажей. Стратиграфические несогласия на границе мела и палеогена установлены во многих частях Туранской, Скифской и Западно-Сибирской плит.

Неогеновые и четвертичные отложения образуют в Копет-Даге орогенный молассовый комплекс, отделенный от палеогеновых образований резким угловым несогласием. Внутри этого орогенного комплекса обособляются нижнемиоценовый, среднемиоцен-плиоценовый и антропогеновый подэтажи [21, 90].

В ряде районов Средней Азии и Предкавказья отмечается налегание среднемиоценовых осадков на размытую поверхность палеогеновых и меловых толщ. В Западной Сибири происходила резкая перестройка тектонического плана на границе палеогенового и неогенового периодов.

§ 1. ЮРСКИЙ ПОДЭТАЖ

Нижне-среднеюрский структурный ярус

Нижне-среднеюрский структурный ярус представлен четырьмя главными формационными комплексами. Первый комплекс выражен чередующимися морскими глинистыми, прибрежными и озерно-аллювиальными песчано-алевритовыми толщами (большехетская серия). Этот тип разреза развит в Усть-Енисейском районе, вблизи Пайхоя и, по-видимому, во всей субарктической части бассейна. Второй формационный комплекс представлен ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими и тонкими пропластками бурого угля (заводоуковская серия). Это — озерно-аллювиальные фации, развитые в центральной и южной частях бассейна. Третий комплекс можно охарактеризовать как фации расчлененной и всхолмленной озерно-аллювиальной равнины. Здесь известны толщи крупно- и груборитмичных песчаников, алевролитов, глин и бурых углей, образовавшиеся в лимнических условиях (Тегульдетская, Киселевская впадины в Чулымском районе, Ляпинский мегапрогиб в Приуралье).

Четвертый формационный комплекс распространен за пределами единого юрского седиментационного бассейна, внутри его горно-складчатого обрамления. Это континентальные угленосные толщи молассоидной формации, выполняющие грабенообразные впадины в Тургае, Северном Казахстане и в днище Кулундинской кайнозойской депрессии.

Нижняя граница подэтажа разновозрастна, поскольку и в прибортовых частях плиты, и на вершинах ряда внутренних поднятий выклиниваются горизонты лейаса, а местами нижние ярусы доггера.

Палеотектоническая карта раннеюрской эпохи (рис. 7). Нижнеюрские отложения слабо изучены бурением и сейсморазведкой, и поэтому палеотектоническая карта их схематична. В центрально-северных районах (Надым-Пурское междуречье) пока отсутствуют скважины, вскрывшие отложения лейаса. О мощности нижне-среднеюрских отложений позволяют судить данные сейсморазведки (ТЗ МПВ, отдельные профили МОВ и КМПВ). Изопахиты в Усть-Енисейском районе проведены с учетом как бурения, так и сейсморазведки, характеризующей несколько отражающих границ внутри большехетской серии и ниже — в осадочных толщах пермо-триаса.

Для обширной территории Надым-Тазовского междуречья использовались профили МОВ из работы А. Г. Краева (1971) и структурная карта по подошве юрского комплекса, составленная Ю. В. Вайполиным путем увязки отдельных отражающих площадок ниже горизонта Б [16, 19, 20]. Достоверность таких построений невысока, но порядок мощностей и общий характер их изменения по площади с учетом глубоких скважин устанавливается с точностью, позволяющей проводить изопахиты через 200—500 м. Расчленение однородной толщи заводоуковской и большехетской серий на нижнюю и среднюю юру выполнено А. А. Булынниковой и Г. С. Ясовичем (1970) по разрезам скважин с учетом литологических коррелятивов и палеонтологических остатков.

Изопахиты лейаса очень хорошо обрисовывают почти все поднятия и депрессии, которые выделяются в современном структурном плане по горизонту Б в южной половине плиты (рис. 7). Эта связь затушевывается на участках, расположенных к северу от Широтного Приобья, и практически исчезает на пространстве Надым-Тазовского междуречья.

Усть-Енисейский мегапрогиб в раннеюрскую эпоху представлял собой единую линейную депрессию. на цоколе Предтаймырского пермотриасового краевого прогиба. Многие частные структуры, существующие в современном плане, не находят отражения в палеорельефе раннеюрского бассейна. Более того, на месте некоторых валоподобных поднятий, картируемых по юрским горизонтам, существовали узкие прогибы или уступы (флексурно-разрывные зоны), осложняющие борта Усть-Енисейского мегапрогиба.

Общая мощность отложений меняется от 100—200 до 1000—1200 м, что свидетельствует о максимальной скорости погружения 60 м/1 млн. лет (без учета уплотнения). В южной половине бассейна максимальные градиенты изменения мощности (от нуля до 500 м) характерны для Чулымской впадины.

Палеоамплитуда древних поднятий (Пыль-Караминского, Пайдугинского мегавалов, Сымского вала и других) достигает 150—200 м, а наибольшее возвышение их над смежными прогибами 300—400 м. Своды и крылья многих положительных структур лишены осадков.

К западу от Пайдугинского мегавала расчлененность раннеюрского палеорельефа значительно ослабевает. Это сглаживание находит отра-

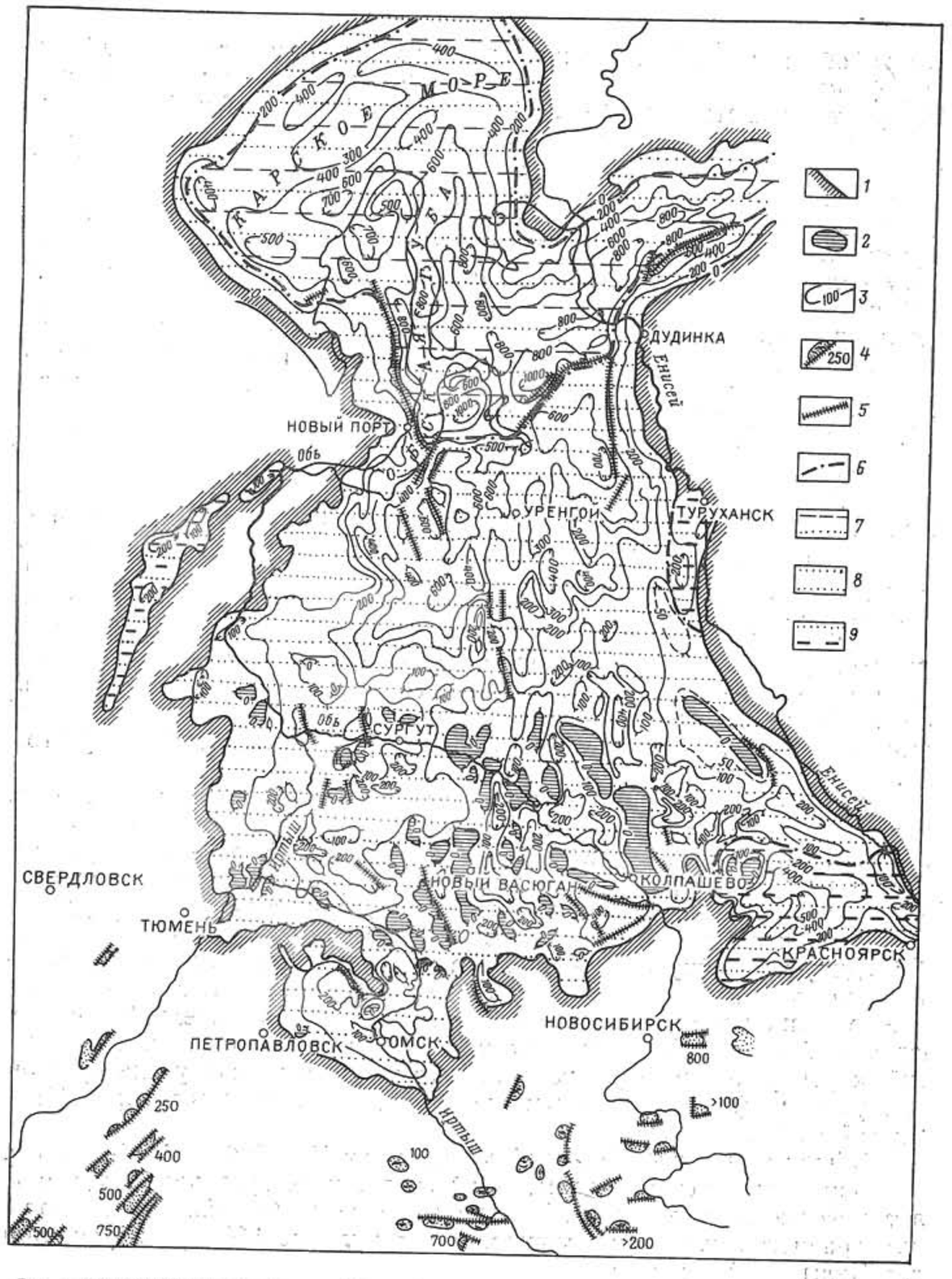


Рис. 7. Палеотектоническая карта раннеюрской эпохи. Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — зоны отсутствия нижнеюрских отложений (палеоподнятия); *3* — изопахиты, участками восстановленные (сечение через 100 и 200 м); *4* — грабенообразные угленосные впадины в пределах областей воздымания и сноса (цифры — мощность осадков в м); *5* — флексурно-разрывные зоны, выделенные по геофизическим аномалиям и сгущению изопахит; *6* — границы литофациальных зон.

Литофации: *7* — морские, прибрежно-морские и дельтовые глины и алевриты; *8* — озерно-аллювиальные алевриты и глины; *9* — аллювиально-озерно-болотные пески, алевриты и глины с пластами углей.

жение в более тонком составе осадков. Из разреза исчезают угольные пласты. Палеоамплитуда поднятий Среднего Приобья и Обь-Иртышского междуречья не превышает нескольких десятков метров. Скорость опускания Надымской впадины равна 20 м/1 млн. лет.

К северу от Сургутского и Нижневартовского сводов мощность отложений резко увеличивается от 80—100 м до 500—800 м. При этом некоторые градиенты перепада мощностей совпадают с зонами разломов, трассируемых по картам магнитных и гравитационных аномалий, и с уступами на крыльях современных Медвежьего, Танловского мегавалов и Новопортовского вала. Однако сами эти поднятия Южного Ямала и Надым-Пурского междуречья не отражаются в изопахитах лейаса. Так, на месте Новопортовского вала вырисовывается крутая моноклиналь; оси современных Медвежьего и Верхнетанловского поднятий примерно совпадают с бортами замкнутых палеопрогибов.

Отсутствие частных структур в пределах Усть-Енисейского мегапрогиба в раннеюрскую эпоху подтверждается данными бурения. Так, на своде Рассохинско-Балахнинского мегавала, имеющего современную амплитуду свыше 2000 м, мощность нижне-среднеюрских отложений достигает 2000 м.

В зоне Рассохинского поднятия наблюдается резкое возрастание плотности пород и ухудшение коллекторских свойств [118]. Это означает, что толщи лейаса — доггера были опущены на большую глубину, в зону позднего катагенеза. Сейчас кровля нижней юры вскрывается скважинами на глубинах 1000—2500 м, на которых в других районах присутствуют хорошо проницаемые песчаники.

По-видимому, многие поднятия Усть-Енисейского района имеют инверсионную природу: они образовались над крутыми моноклиналями, флексурами и грабенообразными прогибами, выполненными очень мощной толщей осадков.

К аналогичному выводу пришел и М. Х. Сапир [112], который показал на палеотектонических схемах Енисей-Хатангского прогиба к началу и концу среднеюрской эпохи отсутствие поднятий внутри единой нерасчлененной депрессии.

Резюмируя изложенное, можно заключить, что в раннеюрскую эпоху наметилось четкое разделение седиментационного бассейна на две части — южную и северную; граница между ними проходила примерно по широте Сибирских увалов.

В южной части существовали резкие «растущие» выступы фундамента, которые постепенно сглаживались эрозией и поставляли грубообломочный материал в смежные депрессии.

В северной части рельеф был выровнен еще в доюрское время и, хотя прогибание здесь также протекало неравномерно, выступы складчатого фундамента на поверхности бассейна отсутствовали, а поднятия, погребенные над пермо-триасовыми осадками, не всегда возрождались в раннеюрскую эпоху. В пользу такого утверждения свидетельствуют широкое развитие мелководно-морских фаций в разрезе Усть-Енисейского района, наличие устойчивых отражений на сейсмических разрезах как внутри нижне-среднеюрской толщи, так и значительно (на 1,5—2,5 км) ниже нее на территории Надым-Тазовского междуречья. При этом по сейсмическим данным мощности юрских горизонтов между отражающими поверхностями почти не уменьшаются к сводам совре-

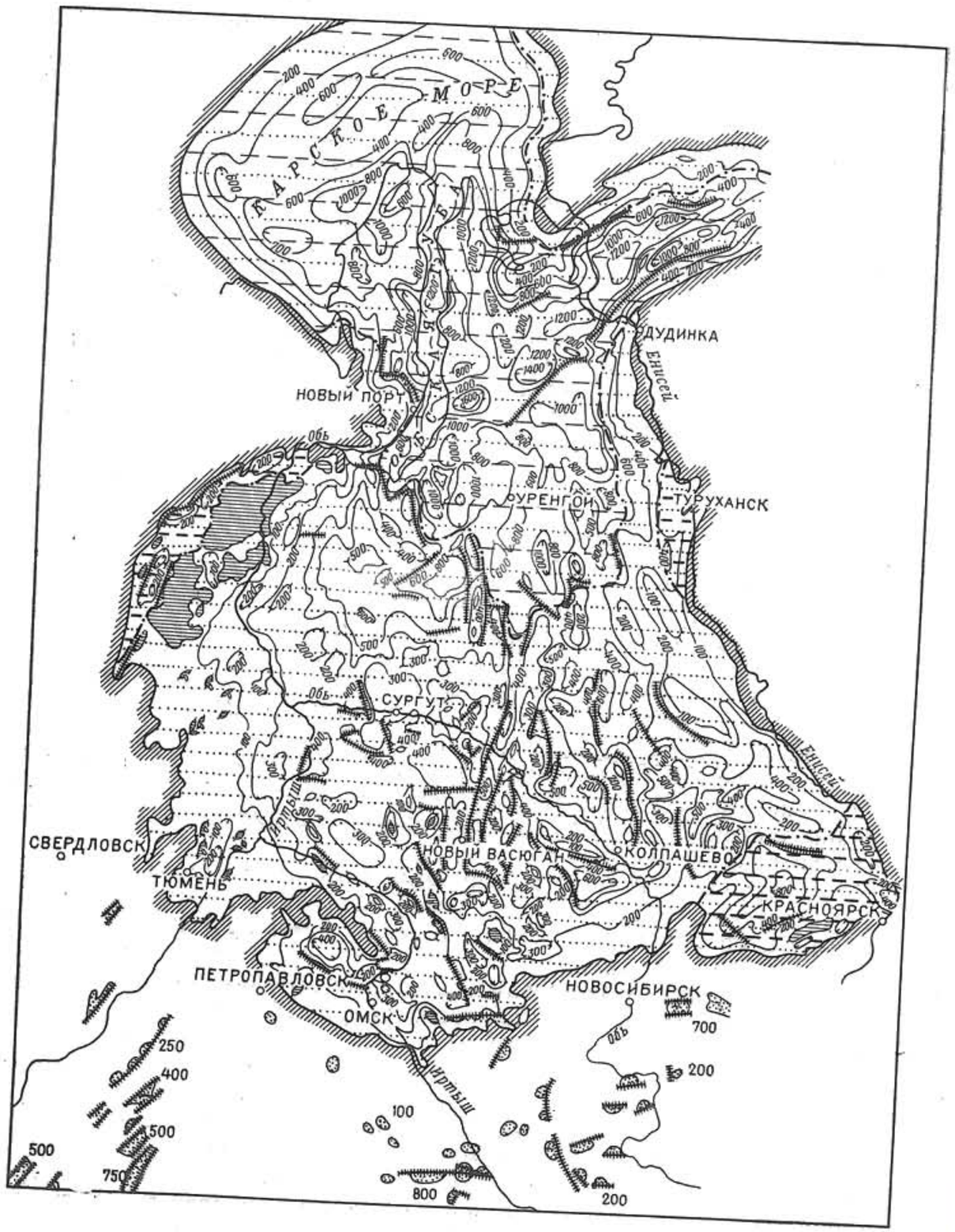


Рис. 8. Палеотектоническая карта среднеюрской эпохи. Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

Условные обозначения см. на рис. 7.

менных поднятий [36]. С другой стороны, целый ряд складок, формировавшихся в процессе осадконакопления в ранне-среднеюрские эпохи, не наследуется позднеюрскими и раннемеловыми движениями.

Наше прежнее представление о том, что все крупные поднятия и депрессии Западно-Сибирской плиты заложились в начале или середине юрского периода и развивались унаследованно в раннемеловую эпоху [104], справедливо только для южных и центральных районов бассейна и, по-видимому, нуждается в пересмотре, когда речь идет о территории Надым-Енисейского междуречья, Южного Ямала и Таймырской низменнности.

Палеотектоническая карта среднеюрской эпохи (рис. 8). Палеоструктурный план среднеюрской эпохи подобен раннеюрскому. Близкими являются и формационные зоны.

В Чулымо-Енисейском районе в среднеюрскую эпоху продолжалось дифференцированное прогибание по унаследованному плану. Максимальная скорость погружения оценивается в 35—40 м/1 млн. лет. «Лысые» выступы фундамента в южной части бассейна почти повсеместно перекрываются осадками. Вместе с тем продолжается (и местами усиливается) конседиментационный рост положительных структур. В опускание вовлекаются новые участки, расположенные к западу

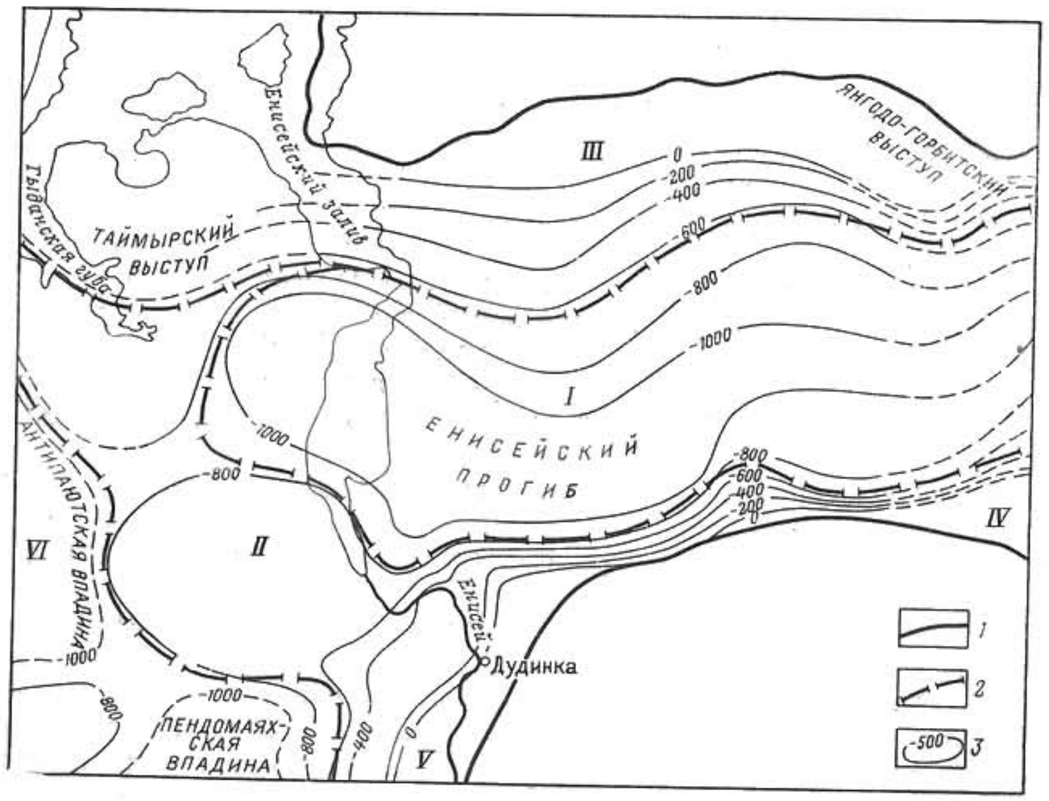


Рис. 9. Палеотектоническая карта среднеюрской эпохи для западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и обрамляющих структур [112].

1 — границы современного распространения юрских и меловых отложений; *2* — границы крупных структур; *3* — палеостратоизогипсы кровли нижней юры на конец среднеюрской эпохи в м.

I — Енисей-Хатангский региональный прогиб; *II* — Танамо-Енисейская седловина; *III* — Южно-Таймырская моноклиналь; *IV* — Северо-Сибирская моноклиналь; *V* — Приенисейская моноклиналь; *VI* — Ямало-Гыданская региональная зона опусканий.

и юго-западу от Чулымо-Енисейской синеклизы и Пайдугинского мегавала.

Центрально-западная часть бассейна (Сургутский свод, Ханты-Мансийская впадина, Березовская моноклиналь, Туринский выступ), как и в раннеюрскую эпоху, еще сохраняет пологий, плоский палеорельеф.

Область между Надымом и устьем Енисея развивается по унаследованному от ранней юры плану, но общий темп погружения усиливается. Мощность среднеюрской толщи резко возрастает при переходе с левого берега Надыма на правый — от 200—300 до 600—800 м. На современных крупных поднятиях северных районов — Медвежьем, Уренгойском, Русско-Часельском и других — мощность средней юры составляет 800—1000 м, что свидетельствует о скорости погружения 60 м/1 млн. лет. На месте современного Пурпейского свода, по-видимому, возникает небольшое поднятие амплитудой в несколько десятков метров.

Усть-Енисейский мегапрогиб между Таймыром и Сибирской платформой остается нерасчлененным; мощность среднеюрских осадков в его осевой части достигает 1200—1300 м, а на месте современного Рассохинско-Балахнинского мегавала — 1000 м, что подтверждается данными бурения (рис. 9).

Скорость прогибания в Усть-Енисейской депрессии достигала 70—80 м/1 млн. лет.

Верхнеюрский структурный ярус

В позднеюрскую эпоху почти вся современная территория плиты была охвачена широкой морской трансгрессией. По фациальному облику верхнеюрских отложений обособляются четыре области: Усть-Енисейская, Чулымская (на юго-восточной окраине бассейна), Омская и Центральная, охватывающая бóльшую по площади часть региона.

В Усть-Енисейской области накапливаются преимущественно глины с алевритами и прослойками песка в основании. Общая мощность верхнеюрских отложений здесь достигает 900—1000 м.

В Чулымской депрессии доминируют красноцветные и пестроцветные глины мелководно-морского и лагунного происхождения общей мощностью до 300 м.

В Омской фациальной области пески, алевриты и глины мощностью 100—150 м отвечают келловейскому, оксфордскому и кимериджскому ярусам, а волжский ярус представлен пачкой черных битуминозных аргиллитов мощностью 50—60 м.

В Центральной области верхнеюрские отложения отличаются однообразным составом и незначительной мощностью (до 100—150 м). Нижняя часть разреза сложена коричневато-серыми алевритистыми аргиллитами с невыдержанными по простиранию пропластками песчаника, верхняя (волжский ярус) — черными битуминозными глинами.

Палеотектоническая карта позднеюрской эпохи (рис. 10). Позднеюрская эпоха отличается общим опусканием выровненного дна бассейна, на котором накапливались алеврито-глинистые осадки, неполностью компенсировавшие это погружение.

Условия подвижного шельфа сохранились только вблизи восточной и южной окраин плиты — в Усть-Енисейском, Чулымском и Омском районах, а также на северо-западе, в Ляпинском мегапрогибе.

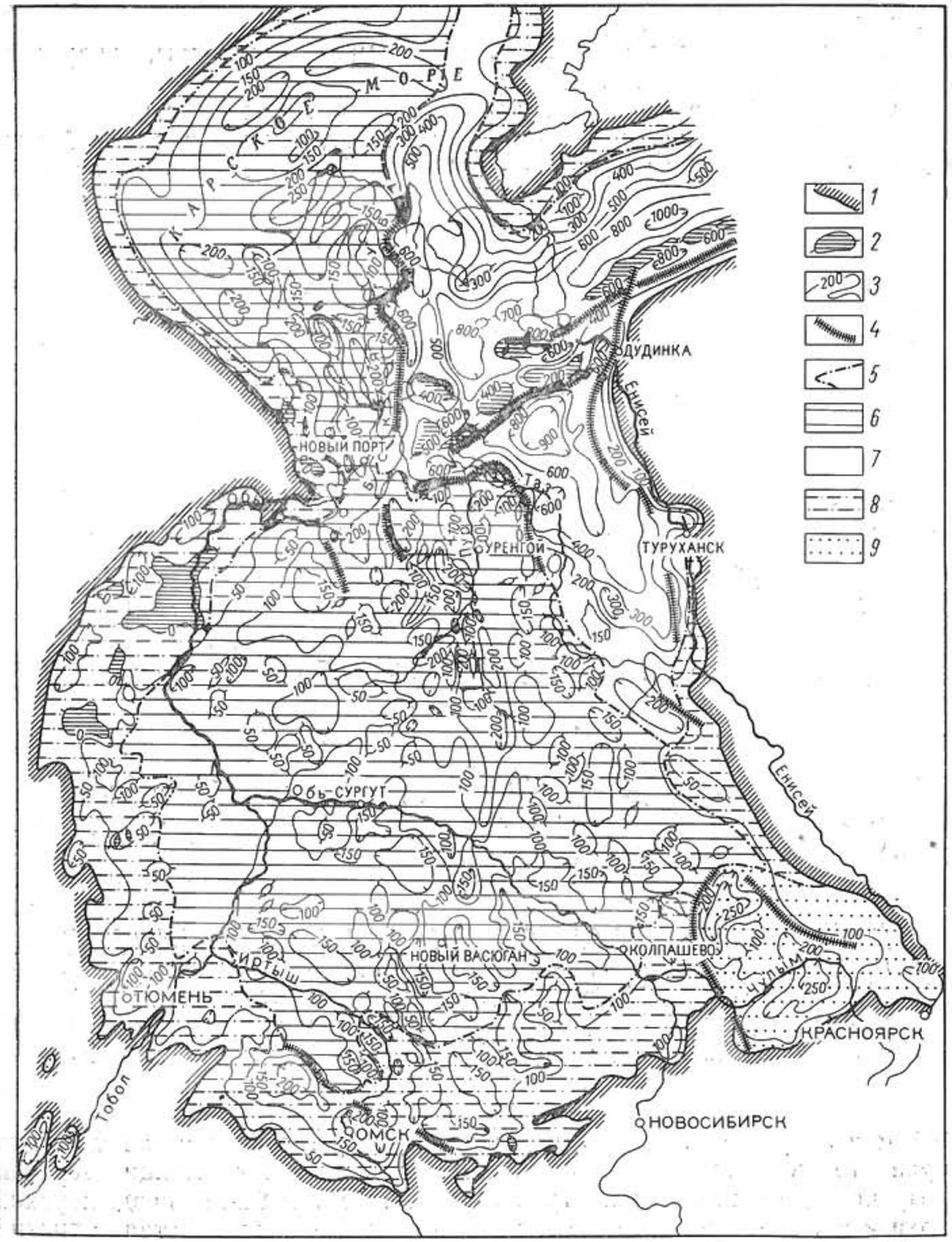


Рис. 10. Палеотектоническая карта позднеюрской эпохи. Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — зоны отсутствия осадков или предваланжинского размыва; *3* — изопахиты (сечение через 50, 100 и 200 м); *4* — флексурно-разрывные зоны, выделенные по сгущению изопахит; *5* — границы литофациальных зон.

Литофации: *6* — морские битуминозные глины в области некомпенсированного прогибания; *7* — морские глины; *8* — мелководно- и прибрежно-морские алевриты, пески, ракушечники и глины; *9* — озерно-лагунные пестроцветные глины и алевриты.

Но и в зонах компенсированного погружения скорость последнего не превышала 15—20 м/1 млн. лет.

Почти все своды, прогибы, валы и другие структуры, энергично развивавшиеся в ранне-среднеюрские эпохи в Центральной области, в послекелловейское время почти полностью были погребены.

В Усть-Енисейском мегапрогибе, наоборот, мощность верхней юры колеблется в широких пределах — от 200—300 м на поднятиях до 800—

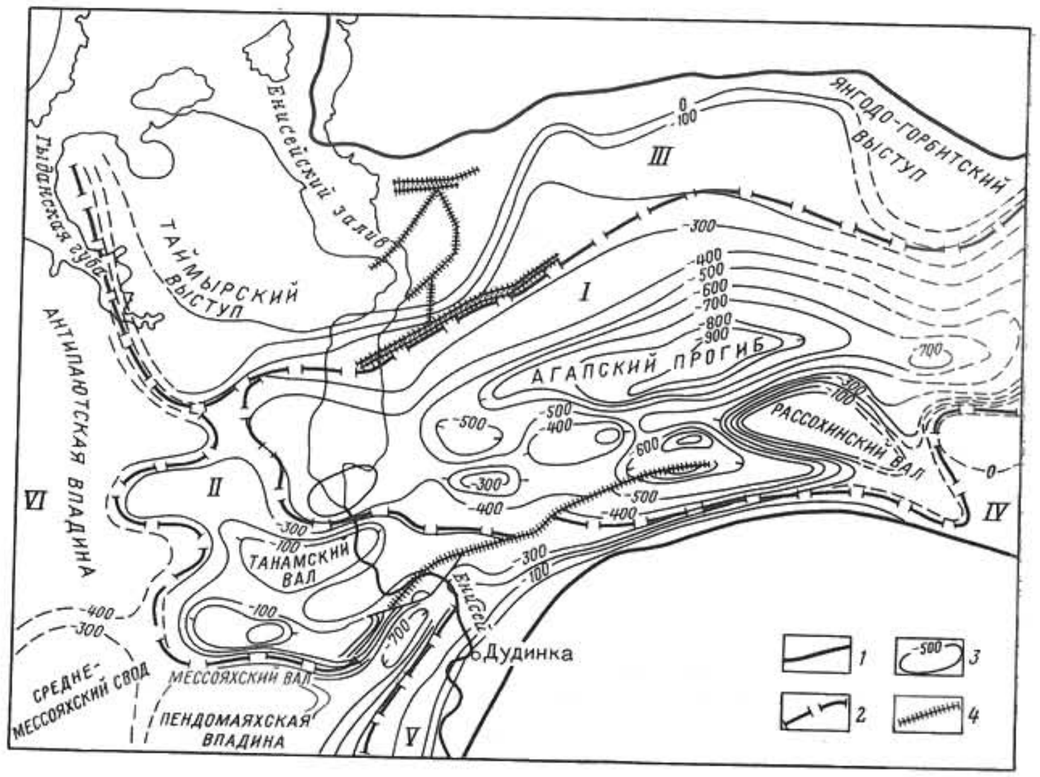


Рис. 11. Палеотектоническая карта позднеюрско-валанжинского времени для западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и образующих структур [112].

1 — границы современного распространения юрских и меловых отложений; *2* — границы крупных структур; *3* — палеостратоизогипсы кровли средней юры на конец валанжинского века; *4* — разрывные нарушения.

I — Енисей-Хатангский региональный прогиб; *II* — Танамо-Енисейская седловина; *III* — Южно-Таймырская моноклиналь; *IV* — Северо-Сибирская моноклиналь; *V* — Приенисейская моноклиналь; *VI* — Ямало-Гыданская региональная зона опусканий.

1000 м в депрессиях. При этом отмечается срезание части волжского яруса (а в своде Малохетского мегавала — всей толщи верхней юры) перед валанжинской трансгрессией. На рубеже позднеюрской эпохи и мелового периода происходит заложение большинства поднятий I и II порядков Усть-Енисейского мегапрогиба. Новообразованными (по отношению к ранне-среднеюрскому плану) являются Среднемессояхский, Малохетский и Рассохинско-Балахнинский мегавалы, а также некоторые структуры Надым-Тазовского междуречья [112] (рис. 11). В конце позднеюрской эпохи, по-видимому, возникают цепочки мелких куполов в цоколе современных Верхнетанловского, Уренгойского и Танамского мегавалов.

§ 2. БЕРРИАС-СЕНОМАНСКИЙ ПОДЭТАЖ

Берриас-сеноманский подэтаж отчетливо разделяется на два структурных яруса — неокомский и апт-альб-сеноманский, которым отвечают два седиментационных цикла. Оба цикла имеют определенное сходство между собой: каждый из них состоит из двух крупных ритмов (подъярусов). Эти ритмы следующие: берриас-валанжинский и готерив-барремский в первом цикле и аптский и альб-сеноманский — во втором. Каждый ритм состоит из двух частей: нижней — трансгрессивной и верхней — регрессивной.

Неокомский структурный ярус

Осредненный разрез неокома начинается существенно глинистой берриас-нижневаланжинской толщей, которая кверху сменяется песчано-алеврито-глинистым комплексом верхнего валанжина. Образования готеривского яруса в фациальном отношении довольно пестрые. Это — песчано-глинистые сероцветные породы в центрально-западных районах плиты, зеленоцветные глины, песчаники и алевриты в восточной части Среднего Приобья и пестроцветные и красноцветные глины и алевриты в субширотной полосе южных районов бассейна.

Барремский ярус отличается более широким распространением зеленоцветных глин и алевритов в Среднем Приобье (верхневартовская подсвита), преобладанием красноцветных глин над грубообломочными породами в южных районах (верхняя часть киялинской и илекской свит) и развитием в субарктической части бассейна существенно алеврито-песчаных пород, согласно перекрывающих глины готерива.

Говоря о берриас-ранневаланжинской трансгрессивной части первого ритма, нужно иметь в виду условность объединения этих двух ярусов. Перерывы в осадконакоплении в Усть-Енисейском районе, по-видимому, падают на берриасский век, поэтому в отдельных зонах берриасский ярус вообще выпадает из разреза.

Палеотектоническая карта берриас-ранневаланжинского времени (*рис. 12*). Особенности изменения мощности берриас-нижневаланжинских отложений отражают начало нового тектонического цикла. Для позднеюрской эпохи было характерно затухание дифференцированных движений, общее выравнивание в областях сноса и седиментации. В берриас-ранневаланжинское время происходили напряженные подвижки на фоне энергичного опускания земной коры. Максимальная скорость погружения достигла 70 м/1 млн. лет, а средняя скорость для всего бассейна составляла 35 м/1 млн. лет.

В каждом крупном сегменте плиты процесс берриас-ранневаланжинской активизации проявлялся по-разному. Чулымская синеклиза переживала замедленное, неустойчивое погружение, которое в середине валанжинского века сменилось активным поднятием. В результате берриасские и нижневаланжинские слои были уничтожены эрозией. Об этом свидетельствует несогласное налегание верхневаланжинской песчано-алевритовой толщи на различные горизонты юры.

В связи с упомянутой перестройкой тектонического плана почти полностью «исчезли» (т. е. были погребены) многие поднятия юго-

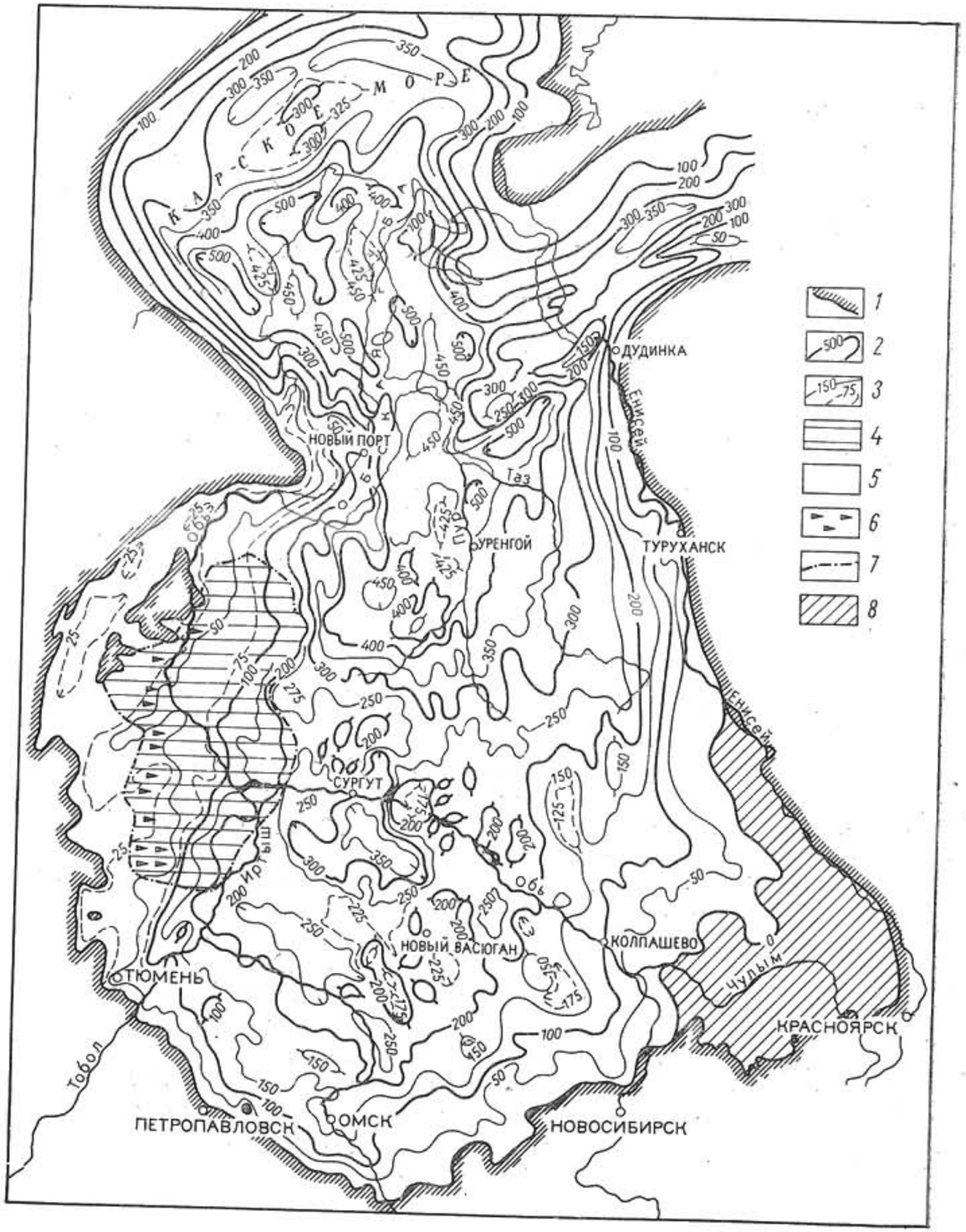


Рис. 12. Палеотектоническая карта берриас-ранневаланжинского времени. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 100 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 50 и 25 м).

Литофации: *4* — морские глины в зоне некомпенсированного прогибания; *5* — морские глины с подчиненными пропластками песков и алевритов; *6* — битуминозность; *7* — границы литофациальных зон; *8* — участки, где осадки предположительно накапливались и были размыты в середине валанжинского века.

восточной части плиты — Сенькино-Сильгинский мегавал, Пудинский свод, Колпашевский купол и др.

Усть-Енисейский мегапрогиб испытал частную инверсию в берриасском веке, сопровождавшуюся заложением целого ряда поднятий и депрессий. В валанжинском веке здесь продолжалось резко дифференцированное опускание по новообразованному тектоническому плану и происходил конседиментационный рост структур, заложившихся на рубеже юрского и мелового периодов. Мощность нижневаланжинских осадков в Усть-Енисейском районе колеблется от 100—150 до 500 м; максимальная скорость погружения определяется в 70 м/1 млн. лет.

Высоким темпом конседиментационного роста также отличались новообразованные брахиантиклинали Надым-Тазовского междуречья. Это были отдельные вершины будущих Уренгойского, Медвежьего, Верхнетанловского и Танамского мегавалов.

В Среднем Приобье после позднеюрского затухания возобновился и усилился конседиментационный рост крупных и средних поднятий — Нижневартовского, Сургутского сводов, Аганского купола и др.

В Обь-Иртышском междуречье, к югу от хорошо выраженной Юганской впадины нет крупных валанжинских поднятий; в палеотектоническом плане отсутствует Омская депрессия, существовавшая в юрском периоде.

На месте современных Ханты-Мансийской и Надымской впадин вырисовывается моноклиналь с нарастанием мощности в восточном направлении от 40—50 до 250—300 м. Но эта моноклиналь образована тонкодисперсными неслоистыми, слабо битуминозными глинами, накопившимися в условиях некомпенсированного погружения. Глубина моря на меридиане Ханты-Мансийска, возможно, достигала 250—300 м, и при поступлении достаточного количества обломочного материала здесь могла бы накопиться толща осадков мощностью 350—400 м.

Некомпенсированный Надымско-Ханты-Мансийский прогиб распространялся на запад до Шаимского и Березовского районов, где нижневаланжинские глины отличаются повышенной битуминозностью и подобны битуминозным аргиллитам волжского яруса Среднего Приобья. Таким образом, названный прогиб можно рассматривать как наиболее глубокий желоб, унаследованный от обширной некомпенсированной позднеюрской депрессии.

Палеотектоническая карта поздневаланжинского времени (рис. 13). Во вторую половину валанжинского века происходило общее обмеление и одновременное расширение седиментационного бассейна. Верхневаланжинские отложения почти повсеместно представлены песчано-глинисто-алевритовой и алеврито-песчаной толщей с фауной солоноватоводных пелеципод. Мощность осадков верхнего валанжина во Внутренней тектонической области плиты составляет 150—400 м; средняя скорость опускания оценивается в 60—70 м/1 млн. лет.

Конседиментационный рост замкнутых поднятий в Среднем Приобье и в области Надым-Тазовского междуречья протекал с умеренной интенсивностью. Резко дифференцированные структурообразующие движения отмечены в Усть-Енисейском и Южно-Ямальском районах.

Внутри Надымской и Ханты-Мансийской впадин, а также в зоне их современного западного борта (Березовский и Шаимский районы)

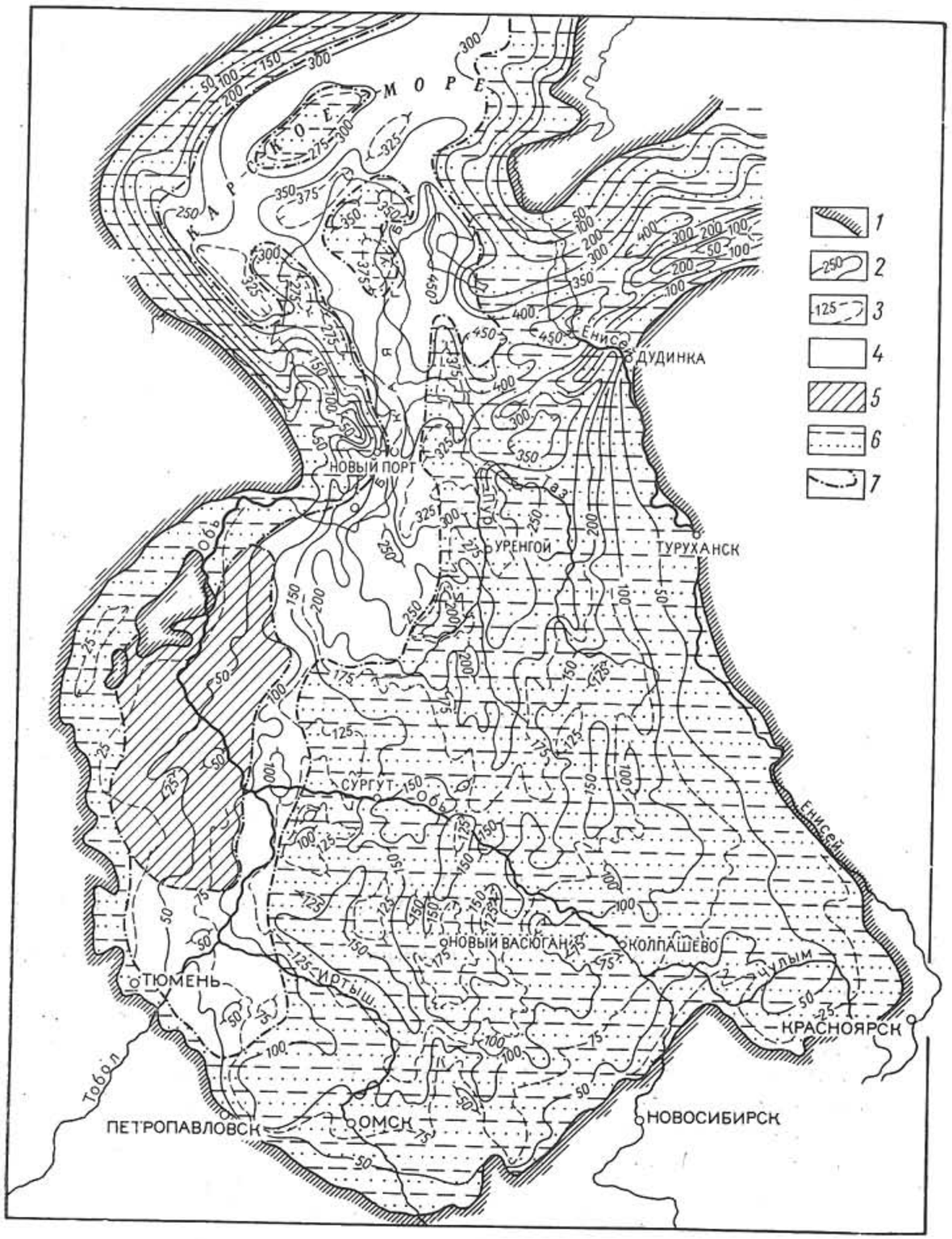


Рис. 13. Палеотектоническая карта поздневаланжинского времени. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 50 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 25 м).

Литофации: *4* — морские глины; *5* — морские глины в зоне некомпенсированного прогибания; *6* — мелководно- и прибрежно-морские алевриты, пески и глины; *7* — границы литофациальных зон.

в поздневаланжинское время накапливались глины в условиях некомпенсированного опускания. Вследствие общего обмеления бассейна ширина полосы некомпенсированного погружения сократилась по сравнению с берриас-ранневаланжинским временем за счет ее восточной части.

Палеотектоническая карта готеривского века (рис. 14). Готеривский век характеризуется резко дифференцированными движениями, активность которых была высокой почти во всех районах. Мощность осадков готеривского яруса во Внутренней тектонической области плиты колеблется в пределах 200—350 м на юге и в Широтном Приобье и от 150—200 до 500—600 м в субарктической части бассейна, что составляет скорость прогибания 50—80 м/1 млн. лет.

На юго-востоке в готеривском веке возродились глубокие депрессии и поднятия — Тегульдетская и Киселевская впадины, Чачанский, Улуюльский купола и др.

Эти структуры энергично развивались в юрском периоде, а в валанжинском веке претерпели перестройку тектонического плана — затухание роста, раскрытие в моноклинали и т. п.

В готеривском веке заложилась Прииртышская впадина (район Павлодара в Северном Казахстане) и вновь приобрела контуры пологой замкнутой котловины Омская депрессия.

В связи с усилением прогибания южных и юго-восточных районов возобновился конседиментационный рост некоторых поднятий, которые не отражаются в палеотектоническом плане берриас-валанжинского времени. Это Пайдугинский мегавал и Пудинский свод с амплитудой более 25 м, Сенькино-Сильгинский мегавал, Межовский купол. Заметно усилился также рост сводовых поднятий Среднего Приобья, относительная высота которых увеличилась на 30—50 м.

Некомпенсированные в позднеюрскую эпоху и в берриас-валанжинское время Надымская и Ханты-Мансийская впадины заполнились осадками значительной мощности (300—350 м) и приобрели отчетливые контуры, напоминающие их современные границы.

Умеренный конседиментационный рост испытывали положительные структуры в Надым-Тазовском междуречье, интенсивным был конседиментационный рост группы поднятий Усть-Енисейского района и Южного Ямала.

Палеотектоническая карта барремского века (рис. 15). Развитие плиты в барремском веке в целом протекало по плану, унаследованному от готерива. Вместе с тем отмечается общее выравнивание, затухание дифференцированных подвижек в северной части бассейна и усиление прогибания южных районов. Максимальная скорость погружения в депрессиях равна 70—80 м/1 млн. лет, средняя скорость в центральных районах плиты — 40 м/1 млн. лет. Почти все конседиментационные поднятия, развивавшиеся в готеривском веке, продолжали свой рост в барреме, но более замедленным темпом.

Некоторые положительные структуры II порядка юго-восточного сегмента плиты раскрылись в структурные носы. Не выражены в изопахитах баррема поднятия Тарского Прииртышья. Имело место затухание конседиментационной складчатости на территории Надым-Тазовского междуречья: уменьшился наклон на север Уренгойского структур-

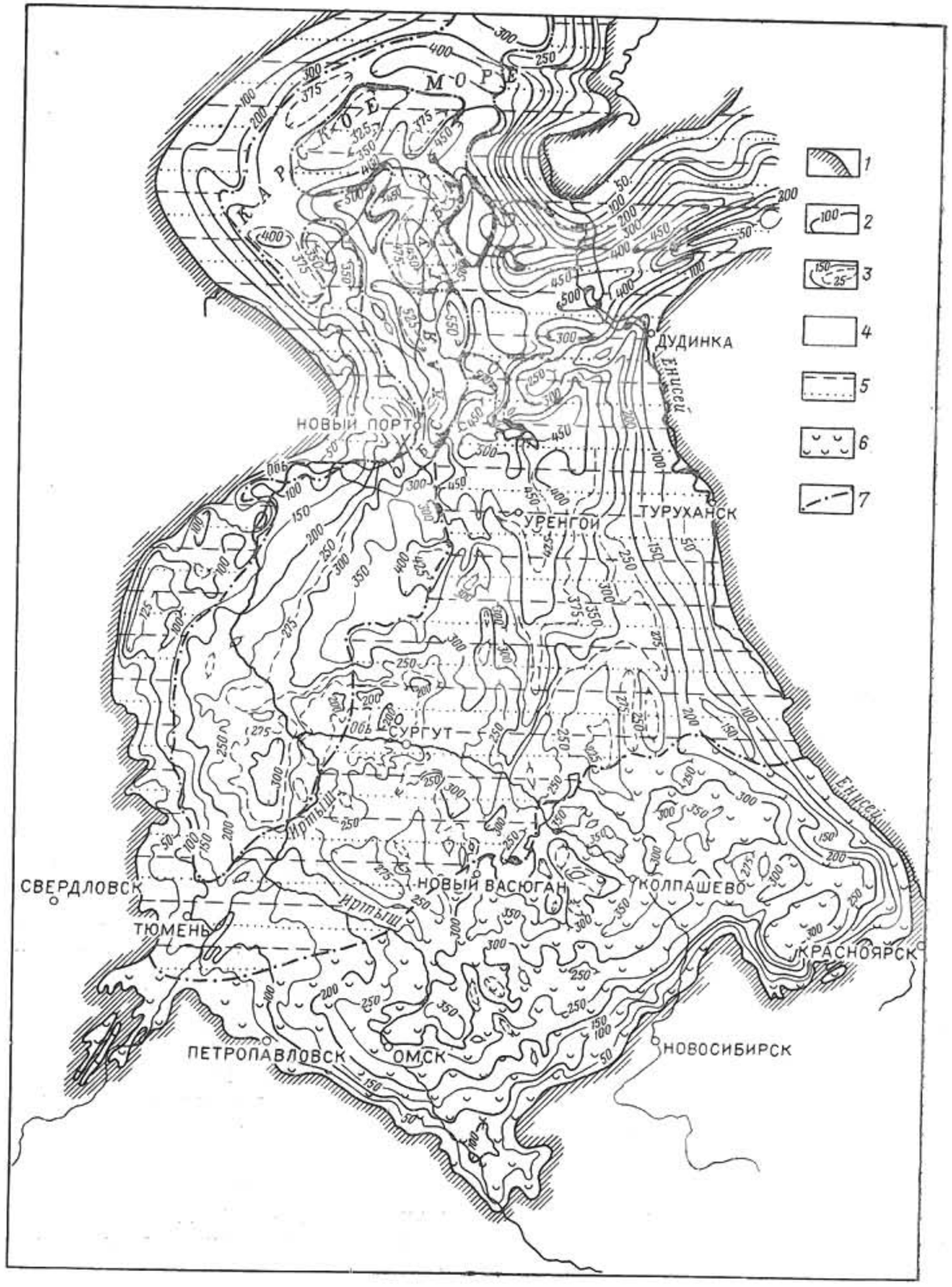


Рис. 14. Палеотектоническая карта готеривского века. Составили М. Я. Рудкевич, Е. М. Максимов под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 100 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 50 и 25 м).
Литофации: *4* — морские глины; *5* — мелководно- и прибрежно-морские алевриты, пески и глины; *6* — лагунно-континентальные пестроцветные и красноцветные глины и пески; *7* — границы литофациальных зон.

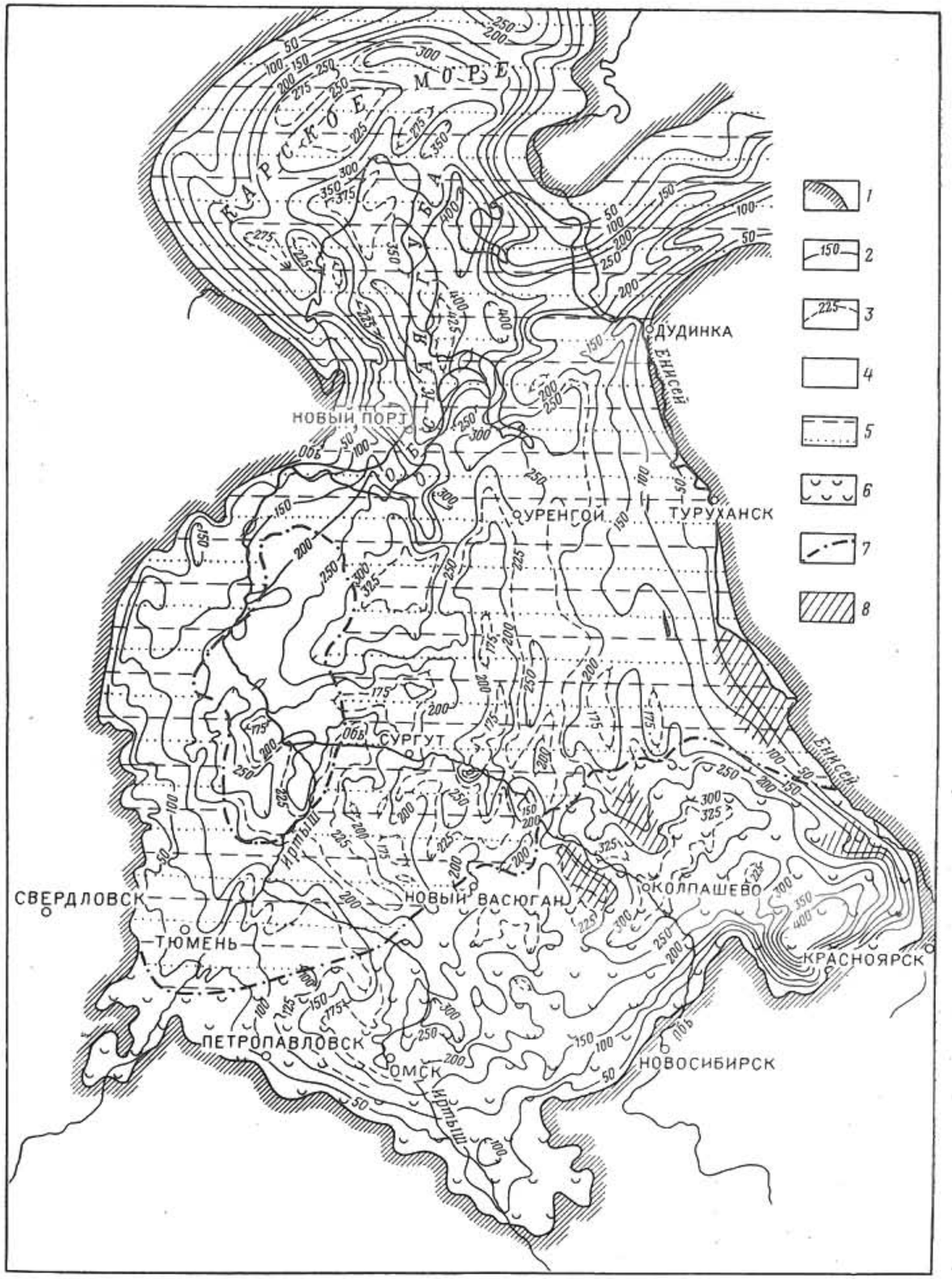


Рис. 15. Палеотектоническая карта барремского века. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 50 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 25 м).
Литофации: *4* — морские глины; *5* — мелководно- и прибрежно-морские алевриты, пески и глины; *6* — лагунно-континентальные пестроцветные и красноцветные глины и пески; *7* — границы литофациальных зон; *8* — участки установленного предаптского размыва.

ного носа; раскрылись в структурные носы по верхненеокомским пластам валоподобные поднятия Усть-Енисейского района.

Барремские отложения принадлежат регрессивной части неокомского цикла в целом и его второго (готерив-барремского) ритма в частности. На это указывают литолого-фациальные соотношения готеривского и барремского ярусов: последовательное во времени сокращение площади развития сероцветных глин неокома в Нижнем и Среднем Приобье и появление зеленых и пестроокрашенных пород, смена существенно глинистых осадков готерива песчано-глинисто-алевритовыми толщами баррема в Надым-Пурском междуречье и на Ямале. Последнее обстоятельство указывает на подъем каких-то участков современной акватории Карского и Баренцова морей и снос с них грубообломочного материала на юг. В то же время на территории Обь-Иртышского водораздела и вблизи южного обрамления плиты имели место компенсационное прогибание и расширение границ седиментационного бассейна. В барремской части разреза пестроцветной киялинской свиты, развитой в южных районах, содержание песчаного материала меньше, чем в готеривской. Относительное поднятие арктических и субарктических районов плиты сопровождалось усилением опускания южной части бассейна, своеобразной озерно-лагунной трансгрессией в южном направлении.

Апт-альб-сеноманский структурный ярус

Апт-альб-сеноманская толща (покурская серия) на значительной части бассейна (включая центральные и северные районы) достаточно четко отделяется от ниже- и вышележащих осадочных пород по литологическим признакам и остаткам организмов. Вместе с тем она сохраняет известную однородность, единство строения. Граница барремского и аптского ярусов в пределах Сургутского свода, Юганской и Ханты-Мансийской впадин условно проводится по контакту между зеленоцветными или сероцветными глинами с линзовидными пропластками песков и алевритов (вартовская, леушинская свиты) и покрывающей толщей черных, неяснослоистых глин (алымская свита). В Уват-Тобольском районе, а также на Нижневартовском и Александровском поднятиях нижняя часть алымской свиты замещается песчано-глинисто-алевритовой пачкой, а от алымской свиты сохраняется пласт темно-серых глин (кошайская пачка). По данным палинологических исследований в Нижневартовском районе фиксируется небольшой перерыв в осадконакоплении внутри алеврито-глинисто-песчаной толщи под кошайской пачкой (группа нефтяных пластов $АВ_{1-6}$), причем предполагается трансгрессивное налегание аптского яруса на размытую поверхность баррема. Трансгрессивный контакт проводится в основании пласта $АВ_1$, который рассматривается в качестве базального горизонта раннеаптской трансгрессивной толщи.

В Сибирском Приуралье граница барремского и аптского ярусов установлена по палинологическим данным на 20—40 м ниже подошвы черных глин кошайской пачки. Песчано-алевритовая пачка мощностью 20—40 м в этом случае синхронизируется с базальным горизонтом $АВ_1$ Нижневартовского свода. Менее четко граница баррема и апта проводится в северных районах, где не выражена кошайская пачка,

но сходные с нею черные, слабо битуминозные глины установлены в разрезах скважин Южного Ямала и внутри яковлевской свиты (апт — альб) Усть-Енисейского района.

Верхняя граница описываемого комплекса почти повсеместно очень четкая. Она образована трансгрессивным перекрытием алевритов и песков сеномана морскими глинами туронского яруса.

В западной полосе бассейна — от Урала до меридиана, проходящего между Ханты-Мансийском и Сургутом, а также на Ямале, покурская серия имеет отчетливое трехчленное строение: аптский и сеноманский ярусы здесь представлены тонкослоистыми алевритами мелководно-прибрежного генезиса, альбский ярус выражен голубовато-серыми глинами с фауной открытого морского бассейна.

В областях развития однородной алеврито-песчаной покурской свиты мощностью до 1300 м, занимающей площадь свыше 1,5 млн. км^2, аналоги морских глин альбского яруса выделяются по некоторому возрастанию количества и мощности глинистых прослоев внутри этой свиты. Такие прослои глин отражают стадию кратковременного распространения альбского морского бассейна в восточном направлении.

Вблизи южной границы седиментационного бассейна в разрезе преобладают чисто континентальные фации: каолинизированные пески, буровато-серые бесструктурные глины; в Омской и Кулундинской впадинах и Тургайском прогибе развиты пестроцветные каолиновые глины, пески и алевриты (леньковская свита).

В Чулымской депрессии пестроцветные глины апта — альба неравномерно размыты и несогласно перекрываются конгломератами, песчаниками и песками с линзами бокситов и пластами железистых песчаников, содержащих остатки флоры сеноманского яруса [31].

Апт-альб-сеноманский структурный ярус разделяется на четыре подъяруса, отличающиеся друг от друга особенностями тектонического режима и литологическим составом слагающих толщ. Эти подъярусы следующие: нижнеаптский, верхнеаптский, альбский и сеноманский.

Аптские отложения и альб-сеноманский комплекс образуют два седиментационных ритма в едином апт-сеноманском цикле осадконакопления.

Палеотектоническая карта раннеаптского времени (рис. 16). К концу барремского века, по-видимому, снивелировались основные неровности палеорельефа, что подготовило условия для относительно широкой аптской трансгрессии, проникшей со стороны Карско-Баренцова моря на Ямал, в Нижнее и Среднее Приобье, а также в Усть-Енисейский залив.

Нижнеаптские, существенно глинистые осадки имеют небольшую и мало изменяющуюся мощность (от 70—80 до 150 м), а максимальная скорость прогибания в этот отрезок времени оценивается в 40—45 м/1 млн. лет, т. е. в 1,5—2 раза ниже, чем в барремском веке.

Флексурные перегибы в раннеаптское время сглаживаются, конседиментационная складчатость затухает. Депрессии, которые вырисовывались в готериве и барреме в южной части бассейна, раскрылись на север в очень плоские структурные заливы. Соответственно исчезли в палеорельефе многие поднятия Обь-Иртышского междуречья и Том-

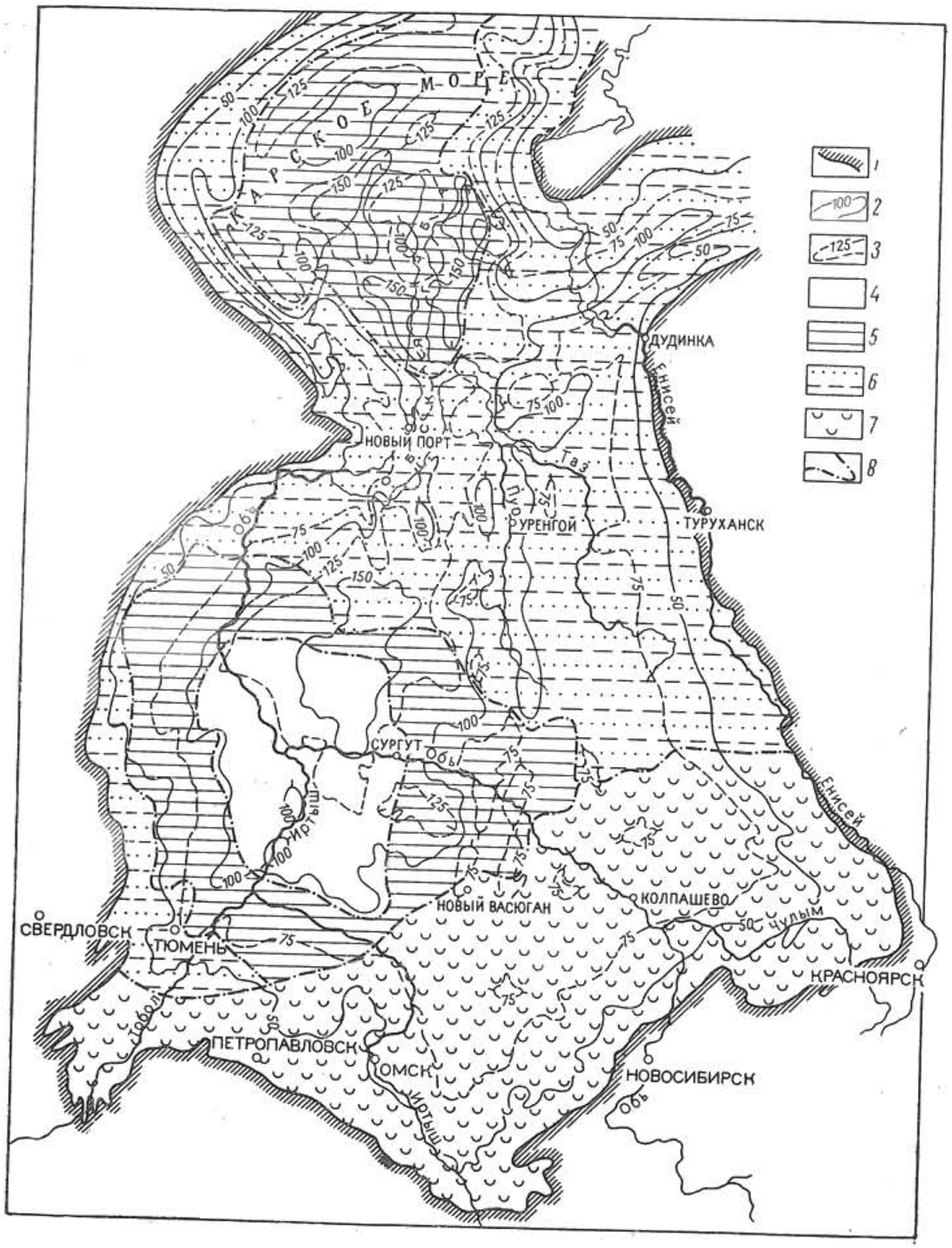


Рис. 16. Палеотектоническая карта раннеаптского времени. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 50 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 25 м).

Литофации: *4* — морские глины; *5* — морские глины с базальным горизонтом песков и алевритов в основании; *6* — прибрежно-морские и дельтовые алевриты; *7* — лагунно-континентальные пестроцветные и красноцветные глины, алевриты и пески; *8* — границы литофациальных зон.

ского Приобья. В Среднеобской области палеоамплитуда сводов и валов выражается незначительной цифрой — 10—15 м.

Несколько иначе ведут себя структуры Надым-Тазовского междуречья, где дифференцированные тектонические подвижки полностью не затухают и образуются пологие замкнутые поднятия — Уренгойское, Медвежье и другие, которые на более ранних этапах имели форму крупных структурных носов, осложненных относительно небольшими по площади брахиантиклиналями.

Раннеаптское время в известной степени напоминает волжский век, когда также имело место резкое затухание дифференцированных тектонических движений. Глины алымской свиты и кошайской пачки выполняют функцию региональной и зональной покрышки неокомского нефтегазоносного комплекса.

Палеотектоническая карта позднеаптского времени (рис. 17). Позднеаптское время отличается от барремского и особенно от раннеаптского новым значительным увеличением скорости прогибания и конседиментационной складчатости. В разрезе верхнеаптских отложений преобладают пески и песчаники, представляющие собой аллювиальные и дельтовые фации.

Зоны развития преимущественно алевритовых пород (Надымская, Шеркалы-Кислорская и Ханты-Мансийская впадины) характеризуют фации мелкого опресненного моря. Лагунно-континентальные пестроцветные каолиновые глины и пески развиты вблизи южного края бассейна. Мощность осадков меняется в довольно широких пределах — от 250—300 м в Нюрольской, Юганской и Ханты-Мансийской впадинах до 450—500 м в депрессиях северной части плиты.

Скорость погружения очень велика — от 90 до 150 м/1 млн. лет, что намного выше, чем во все предшествовавшие века раннемеловой эпохи. Приращение амплитуд замкнутых поднятий было также значительным. На юго-востоке бассейна возродились отдельные купола Сенькино-Сильгинского и Пыль-Караминского мегавалов и Пудинского свода.

Заметно усилился рост Средневасюганского, Александровского, Нижневартовского и Каймысовского поднятий, амплитуда которых увеличилась на 20—30 м. В Надым-Пурском междуречье и на Ямале происходило энергичное конседиментационное развитие многих поднятий.

В то же время прибортовые склоны после барремского века окончательно превратились в сравнительно простые моноклинали, на которых частные структуры утратили свое выражение и перешли в категорию погребенных платформенных складок.

Палеотектоническая карта альбского века (рис. 18). Развитие плиты в альбском веке протекало по плану, унаследованному от позднеаптского времени.

Относительно напряженные подвижки к концу аптского века заметно ослабли, выравнивание рельефа обусловило новую бореальную трансгрессию распространившуюся в пределы Ямала, Гыданского полуострова, Приуралья, Нижнего Приобья, в западную часть Обь-Иртышского междуречья — вплоть до Центрального Казахстанского щита. Морской залив образовался также в Усть-Енисейском районе. Центральная и восточная части плиты оставались областью озерно-аллювиаль-

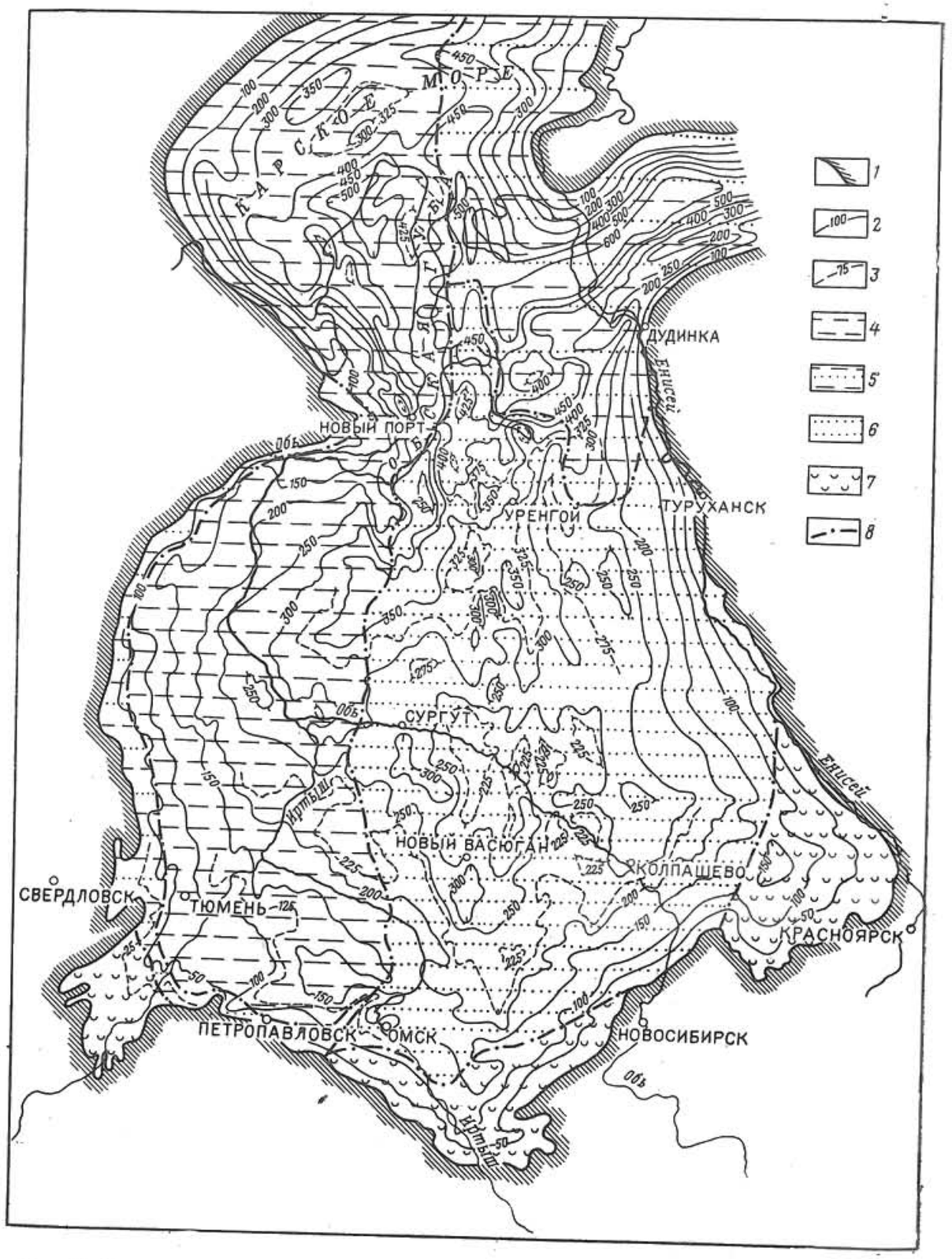


Рис. 17. Палеотектоническая карта позднеаптского времени. Составили М. Я. Рудкевич, Е. М. Максимов под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 100 и 50 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 25 м).

Литофации: *4* — мелководно-морские алевриты, пески и глины; *5* — прибрежно-морские и дельтовые пески, алевриты с подчиненными пропластками глин; *6* — озерно-аллювиальные пески и алевриты; *7* — озерно-болотные пестроцветные глины и пески; *8* — границы литофациальных зон.

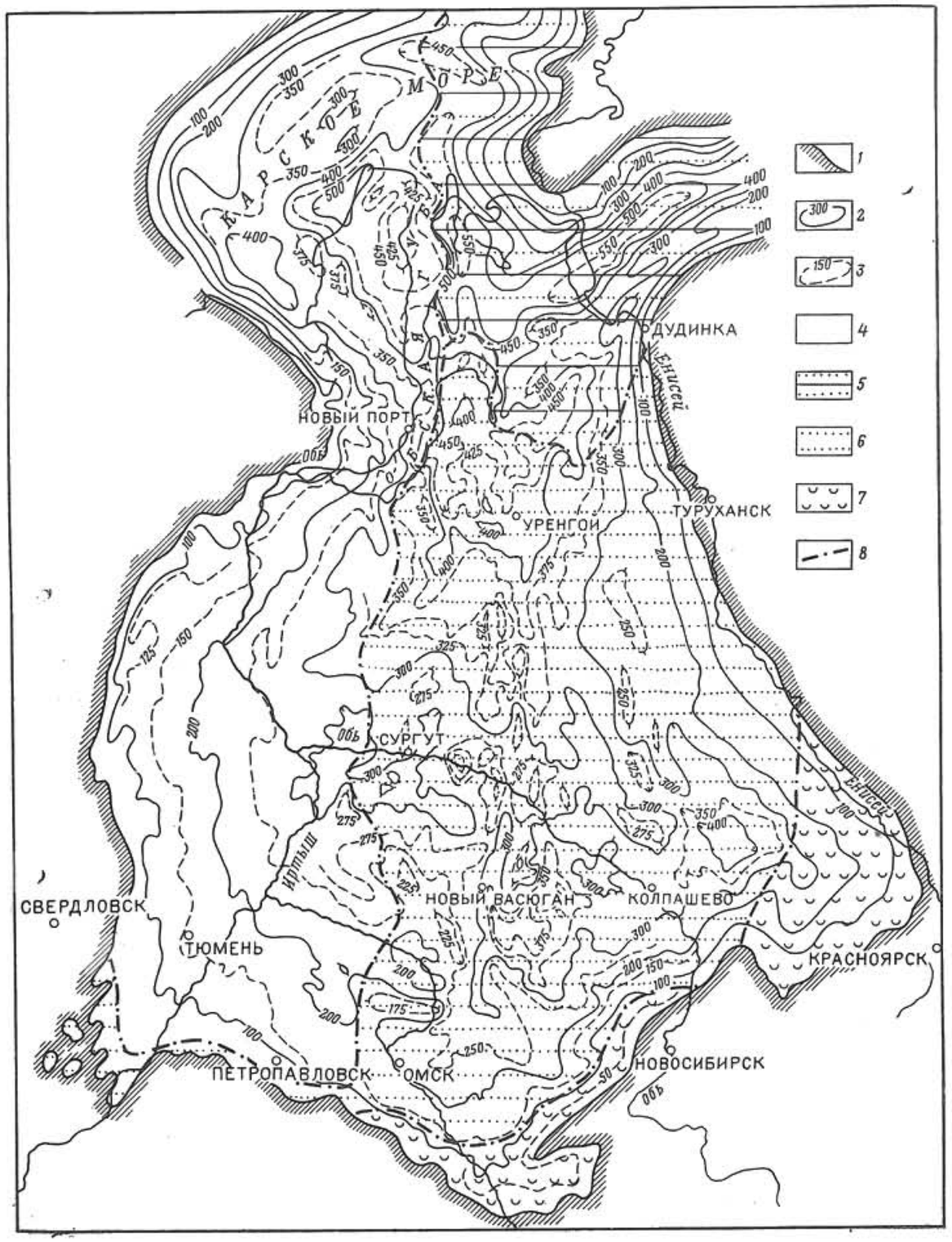


Рис. 18. Палеотектоническая карта альбского века. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 100 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 50 и 25 м).

Литофации: *4* — морские глины; *5* — мелководно-морские глины и пески; *6* — дельтовые и озерно-аллювиальные пески и алевриты с подчиненными пропластками глин; *7* — озерно-болотные пестроцветные глины и пески; *8* — границы литофациальных зон.

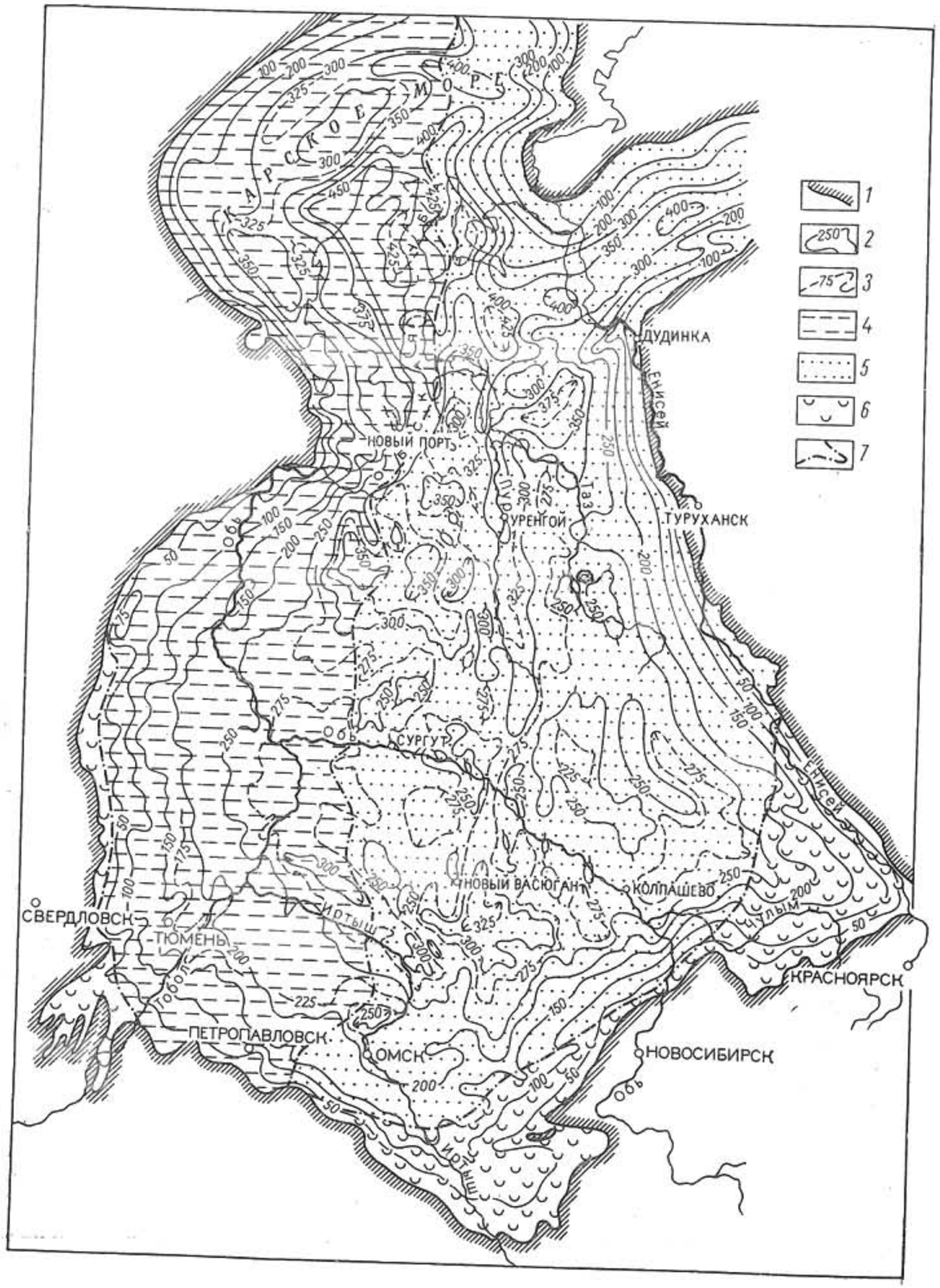


Рис. 19. Палеотектоническая карта сеноманского века. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 100 и 50 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 25 м).

Литофации: *4* — мелководно- и прибрежно-морские алевриты, глины с подчиненными прослоями песков; *5* — озерно-аллювиальные пески и алевриты; *6* — озерно-болотные пестроцветные глины и пески; *7* — границы литофациальных зон.

ной аккумуляции, куда море могло ингрессировать по эрозионно-тектоническим ложбинам.

Мощность осадков колеблется в пределах: 250—350 м — на юге и в Широтном Приобье, 350—450 м — в северных и полярных районах. Скорость погружения уменьшилась вдвое по сравнению с позднеаптским временем и составляла 50—60 м/1 млн. лет.

Темп роста структур в альбском веке значительно замедлился, особенно в северной части Внутренней тектонической области плиты.

Вероятно, более напряженными были подвижки в северной части Карского моря, где на о. Уединения зафиксированы прослои кремнистых туфов, образование которых связано с базальтоидным магматизмом, активно проявившимся на Земле Франца-Иосифа в готерив-барремское и апт-альбское время [45, 46].

Палеотектоническая карта сеноманского века (рис. 19). В области открытого альбского моря в сеноманском веке произошло обмеление; здесь накапливались тонкослоистые алевриты. На большей же части бассейна сеноманские отложения представлены мелкозернистыми полимиктовыми песками аллювиального и дельтового происхождения.

Палеоструктурный план сеномана идентичен альбскому. Изменение мощности осадков происходит относительно плавно, в интервалах 250—300 м на юге и в Среднем Приобье и 300—500 м в субарктических районах.

Скорость прогибания в сеноманском веке такая же, как и в альбском, — 50—80 м/1 млн. лет.

Конседиментационный рост поднятий протекал во всех зонах; амплитуда крупных структур (сводов, мегавалов) увеличилась еще на 20—40 м.

Сеноманский век завершает раннемеловую историю развития Западно-Сибирской плиты. За раннемеловую эпоху Западно-Сибирский бассейн приобрел близкие к современным очертания, в его пределах накопилась огромная терригенная толща мощностью 2—3 км.

К началу туронского века в основном сформировались все структуры южных и центральных районов плиты и заложились почти все поднятия и депрессии, которые фиксируются в современном плане северной части бассейна. Однако последние, как это будет показано ниже, еще не достигли современных размеров по площади и по амплитуде.

§ 3. ТУРОН-ДАТСКИЙ ПОДЭТАЖ И СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Позднемеловая эпоха (начиная с туронского века) ознаменована широкой морской трансгрессией и непрерывным накоплением существенно глинистых и кремнисто-глинистых осадков. Турон-датский подэтаж имеет четкий трансгрессивный контакт с подстилающим берриас-сеноманским комплексом. Верхняя часть турон-датской толщи во многих районах неравномерно размыта. Время, на которое падает размыв, — датский век и начало палеоценовой эпохи.

Турон-датский структурный подэтаж (ярус) разделяется на четыре подъяруса: туронский, коньяк-сантонский, кампанский и маастрихт-датский.

Туронские отложения представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми глинами с линзами и пластами глауконитовых алевритов и песков в основании.

Отложения коньякского и сантонского ярусов выражены опоковидными глинами в Приуралье и Нижнем Приобье, бескремнистыми алевритистыми глинами в северных районах плиты и глауконит-кварцевыми песками и песчаниками с прослоями серых глин в Томском Приобье. Близки по литологическому составу к коньяк-сантонским отложения кампанского яруса, содержащие большую примесь кремнистого материала. В восточной части бассейна они лежат трансгрессивно на размытой поверхности коньяк-сантонской толщи.

Маастрихтский и датский ярусы (ганькинская свита и ее аналоги) представлены зеленовато-серыми в разной степени известковистыми глинами. Как видно из краткого описания облика пород, глинистый разрез турон-датского комплекса разделяется на четыре толщи, отличающиеся друг от друга по литологическому составу и соответствующие структурным подъярусам. По-разному изменяются и мощности этих толщ. В отдельных зонах фиксируются стратиграфические несогласия между первой и второй, второй и третьей толщами и на обширном пространстве установлен размыв кровли четвертой.

Палеотектоническая карта туронского века (рис. 20). Осадки туронского яруса образовались в условиях относительно спокойного и равномерного прогибания дна открытого морского бассейна, захватившего почти всю площадь плиты в ее современных контурах.

На юго-западе морской бассейн Западной Сибири через Тургайский пролив соединялся с бассейном Средней Азии.

Туронские отложения представлены однородной толщей серых и зеленовато-серых известковистых глин с обильной фауной иноцерамов и фораминифер. В нешироких мелководных и прибрежных зонах развиты глинисто-алевритовые и алеврито-песчаные осадки с пластами оолитовых железных руд и сидеритов. Отложения озерно-аллювиального генезиса известны только в Чулымской синеклизе.

Распределение зон опускания и относительного поднятия свидетельствует о затухании дифференцированных тектонических движений по сравнению с сеноманским веком. В северных районах мощность туронских отложений варьирует в пределах 50—130 м; центральные районы отличаются малой и устойчивой мощностью, которая колеблется от 10—20 до 40—50 м. Лишь в Чулымской впадине, где накапливались континентальные осадки, мощность меняется в широких пределах — от первых десятков до 200 м; скорость погружения здесь достигала 30—35 м/1 млн. лет.

В обширной центральной области бассейна, охватывающей Надымскую, Ханты-Мансийскую и Омскую впадины, Среднее Приобье и Обь-Иртышское междуречье, осадконакопление не полностью компенсировало прогибание. Это позволяет провести аналогию с позднеюрской эпохой (особенно с волжским веком), когда Западно-Сибирская плита также была ареной обширной морской трансгрессии и накопления тонких глинистых осадков в обстановке выровненного дна моря и сниверлированных областей сноса обломочного материала.

В центральной области некомпенсированного погружения конседиментационный рост структур фиксируется только вблизи границы

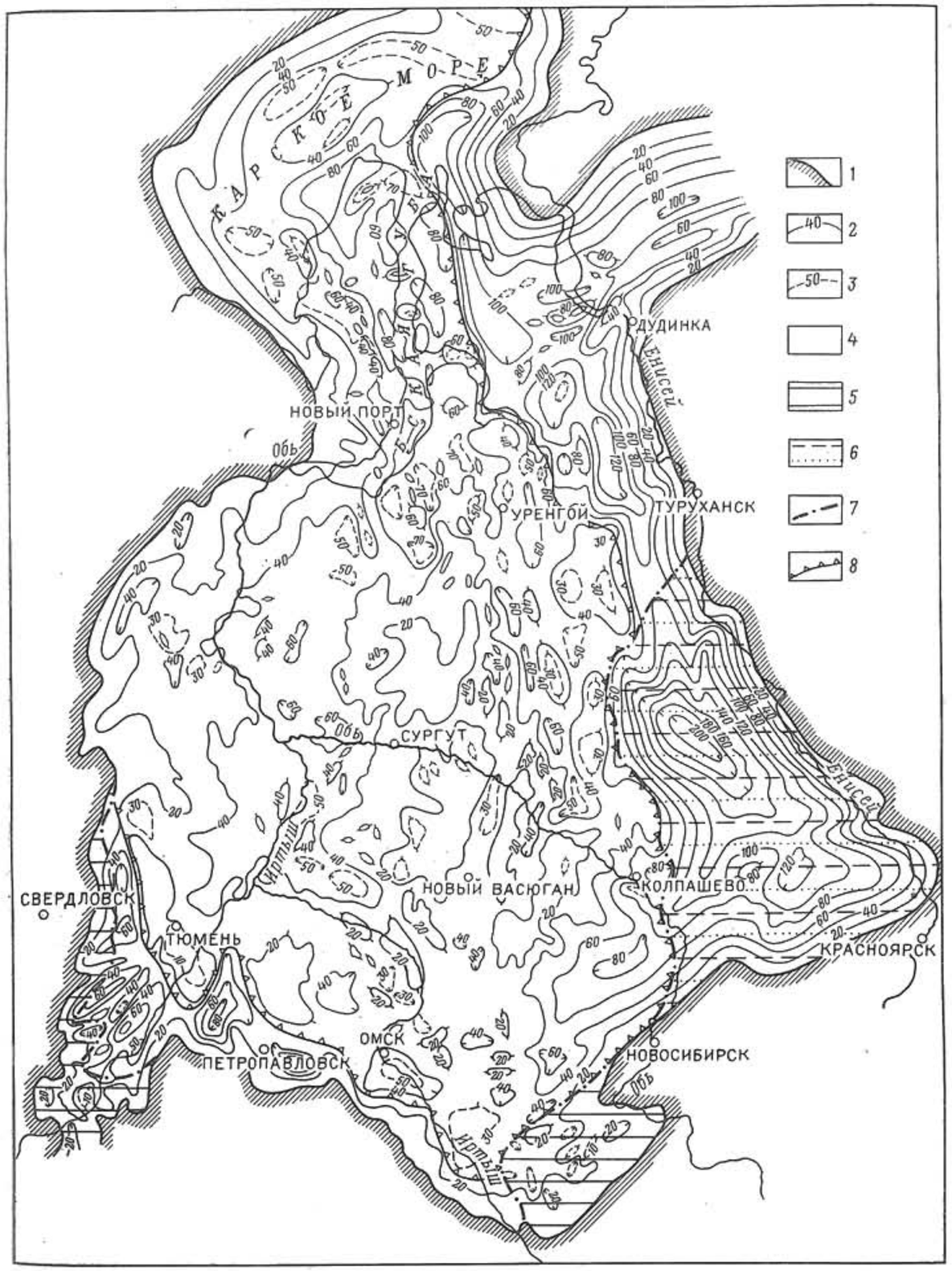


Рис. 20. Палеотектоническая карта туронского века. Составили М. Я. Рудкевич, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 20 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 10 м).

Литофации: *4* — морские глины; *5* — прибрежно-морские глины и пески с оолитовыми железняками и сидеритами; *6* — озерно-аллювиальные каолинизированные пески и пестроцветные глины; *7* — границы литофациальных зон; *8* — внешний контур области некомпенсированного прогибания.

морских и континентальных фаций (Пыль-Караминский, Пайдугинский мегавалы, Александровский, Средневасюганский своды и другие с палеоамплитудой 10—20 м).

В центрально-северных зонах, где мощность осадков возрастает, конседиментационный рост структур протекал более активно. Здесь отчетливо вырисовываются Медвежий, Уренгойский, Часельский и другие крупные поднятия и разделяющие их депрессии. Амплитуда поднятий незначительна — 5—10 м.

В северо-восточном направлении, по мере приближения к берегу морского бассейна, расчлененность туронского палеорельефа возрастает. Приращение амплитуды таких поднятий, как Среднемессояхское, Танамское и Малохетское достигает 25—35 м.

В зонах компенсированного прогибания, тяготеющих к окраинам бассейна, мощность осадков изменяется довольно резко на коротком расстоянии. Изопахиты обрисовывают как возрожденные структуры (существовавшие, например, в неокоме), так и новообразованные. К числу возрожденных форм относятся Вагай-Ишимский выступ (пологий свод), Омская, Прииртышская, Тегульдетская и Алипская впадины. Новообразованными являются узкие замкнутые прогибы в юго-западной части плиты, которые получили развитие над структурными заливами и моноклиналями апт-сеноманского подэтажа. Аналогичные прогибы образовались на Барабинско-Пихтовской моноклинали и на месте погребенного юрско-неокомского Колпашевского купола.

Туронские глины служат региональным флюидоупором верхнеапт-сеноманского нефтегазоносного комплекса.

Палеотектоническая карта коньяк-сантонского времени (рис. 21). В коньякском веке южное и особенно восточное обрамления плиты, а также смежные участки седиментационного бассейна были вовлечены в активное воздымание. С этим явлением связано образование широкой полосы прибрежно-морских и дельтовых песчано-алевритовых осадков (ипатовская свита), протягивающейся с юга на север от Кулундинских степей до Таймыра. Коньяк-сантонский возраст ипатовской свиты принят условно: коньякский ярус фаунистически охарактеризован только на восточном склоне Полярного Урала, в районе пос. Тильтим и у с. Воронцова на берегу Енисейского залива [25, 79].

Можно предположить, что мощная толща песков и алевритов ипатовской свиты сформировалась в сантонском веке после коньякского перерыва.

В центральных и западных районах плиты в коньяк-сантонское время существовало открытое море, в котором отлагались опоковидные глины и алевриты. Только в узкой полосе западного и южного побережья получили развитие пески и песчаники с глауконитом и стяжениями фосфорита (камышловская свита). С общей активизацией дифференцированных тектонических движений связано усиление конседиментационной складчатости. Изопахиты коньяка — сантона отражают весьма резкие изменения мощности — от 40—50 до 400—450 м, что соответствует колебаниям скорости погружения от 4 до 40 м/1 млн. лет.

По степени расчлененности палеорельефа и контрастности движений коньяк-сантонский бассейн можно разделить на три области.

1. Область Сибирского Приуралья, Нижнего и Среднего Приобья и Обь-Иртышского междуречья. Она отличается небольшой мощностью

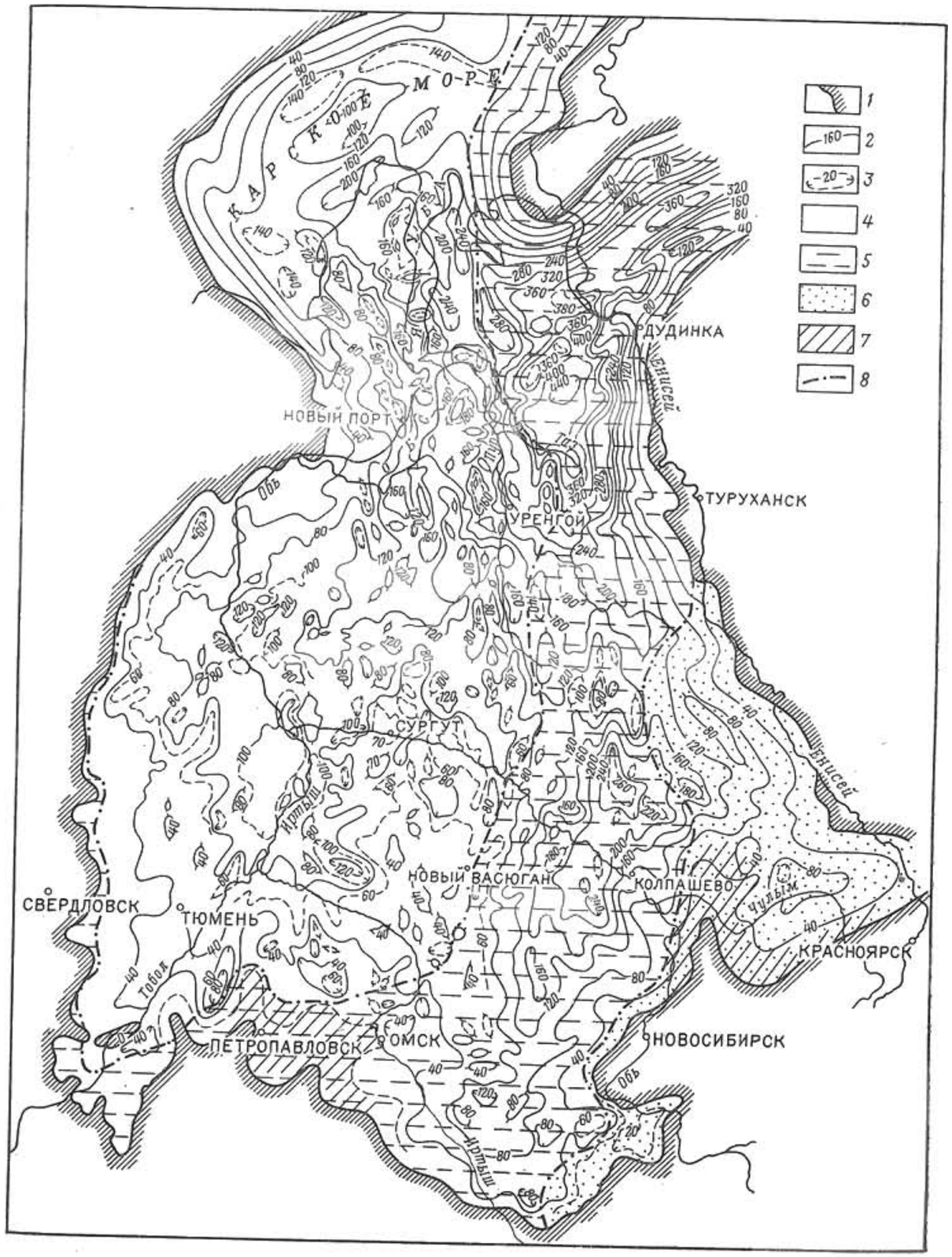


Рис. 21. Палеотектоническая карта коньяк-сантонского времени. Составили М. Я. Рудкевич, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 40 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 20 м).

Литофации: *4* — морские глины и опоковидные глины с подчиненными прослоями алевритов; *5* — прибрежно-морские и дельтовые глины, пески и алевриты, участками с глауконитом и стяжениями фосфорита; *6* — озерно-аллювиальные каолинизированные пески и глины; *7* — участки коньякского размыва; *8* — границы литофациальных зон.

осадков и малыми градиентами ее изменения (от 40—50 до 100—120 м), а также преобладанием кремнисто-глинистых фаций. Изопахиты очерчивают большинство крупных поднятий и депрессий, но палеоамплитуда их незначительна — 10—20 м.

2. Область Надым-Енисейского междуречья, Ямала, Гыданского полуострова и Таймырской низменности. Для нее характерно резкое колебание мощности отложений (от 50—60 до 400 м и более) на коротких расстояниях. В составе осадков преобладают алевритистые глины и почти полностью отсутствуют кремнистые разности. Изопахиты отражают все структуры, выявленные в современном плане по кровле сеноманского яруса (Арктический, Новопортовский валы, Медвежий, Уренгойский, Часельский мегавалы и разделяющие их прогибы). Палеоамплитуда поднятий составляет 20—30 м внутри замкнутых контуров. Оси же валов возвышаются над днищами смежных депрессий на 80—100 м.

В палеотектоническом плане коньяка — сантона также хорошо выделяются частные структуры Усть-Енисейского района (Среднемессояхский, Танамский, Малохетский мегавалы и др.).

3. Область восточной части плиты в пределах развития прибрежно-морских и континентальных образований. На восточной границе открытого морского бассейна, где в разрезе преобладают глинистые и алеврито-глинистые породы небольшой мощности, отмечается конседиментационный рост структур по унаследованному от туронского века плану (Средневасюганский, Александровский своды, Колтогорский мегапрогиб и др.).

Восточнее, в полосе развития прибрежных, дельтовых и аллювиальных осадков фиксируется коренная перестройка структурного плана: на месте Пайдугинского и Пыль-Караминскогс мегавалов, существовавших в туроне, образуется глубокий прогиб субмеридионального простирания. В зоне Сенькино-Сильгинского мегавала, Пудинского свода и Межовского купола вырисовывается гомоклиналь, погружающаяся на запад — северо-запад, осложненная отдельными куполами и мульдами. Мощность осадков нарастает в указанном направлении от 90 до 200—220 м.

В связи с общим воздыманием Колывань-Томской дуги, распространившимся в глубь бассейна, выравниваются и раскрываются в моноклинали туронские ложбины. В моноклиналь преобразуется туронская Алипская впадина.

Довольно сложный характер имеют дифференцированные движения и в пределах южного борта плиты. Кулундинская и Прииртышская впадины испытывают в коньяк-сантонское время интенсивное погружение, Приказахстанская моноклиналь, южный борт Омской депрессии и Тургайский прогиб, наоборот, переживают поднятие, которое сопровождается частичным размывом ранее накопившихся осадков, раскрытием ряда замкнутых туронских прогибов в структурные заливы и моноклинали.

Палеотектоническая карта кампанского века (рис. 22). В кампанском веке происходило некоторое расширение морского бассейна и области накопления существенно глинистых и кремнисто-глинистых осадков. В Кулундинско-Павлодарском районе кампанские глины

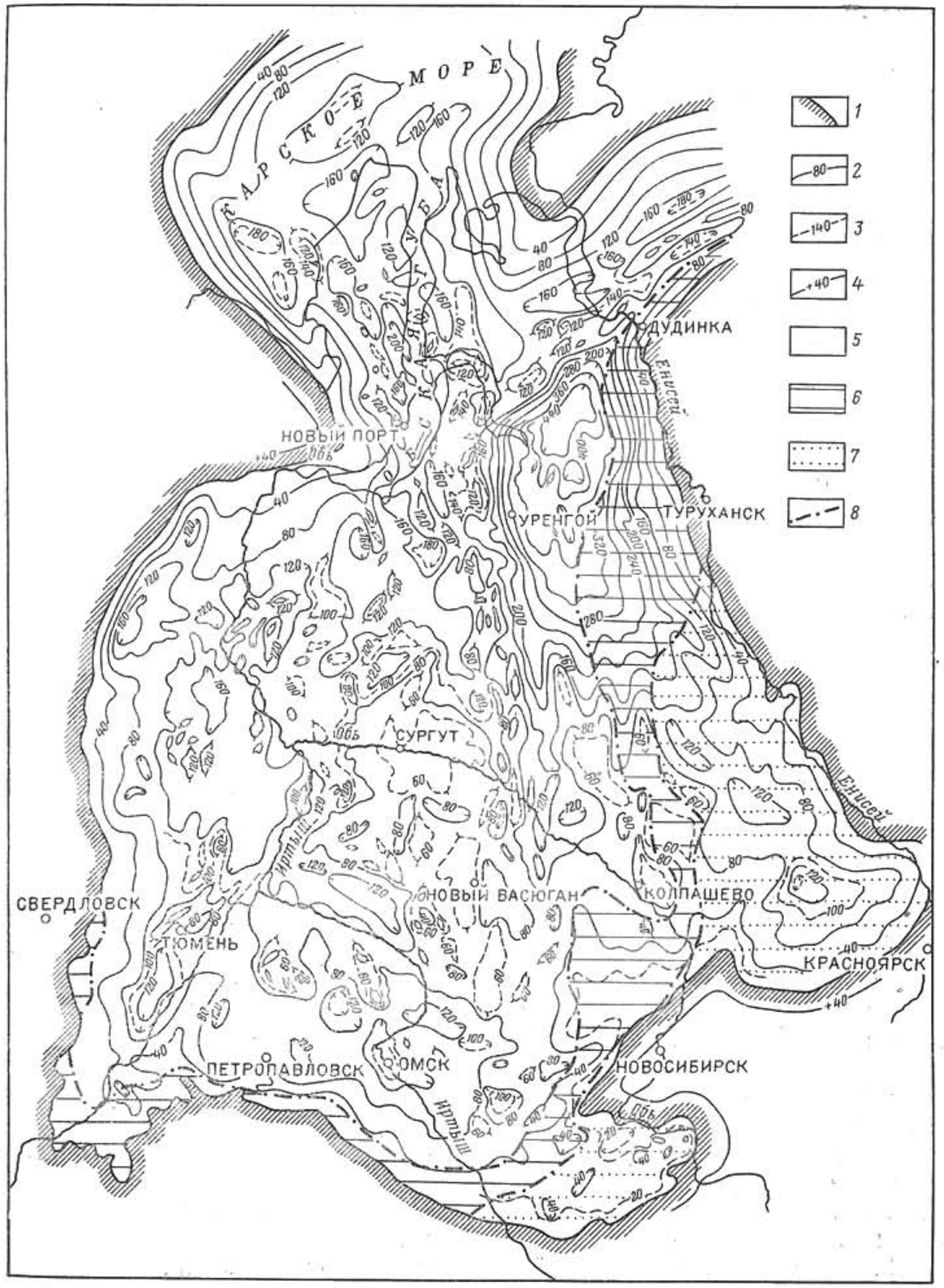


Рис. 22. Палеотектоническая карта кампанского века. Составили М. Я. Рудкевич, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 40 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 20 м); *4* — изобазы (сечение через 40 м).

Литофации: *5* — морские глины, опоковидные, участками с пропластками опок и диатомитов; *6* — прибрежно-морские глины, алевриты и пески, участками с оолитовыми железными рудами и прослоями фосфоритов; *7* — озерно-аллювиальные пески, каолинизированные с прослоями глин; *8* — границы литофациальных зон.

трансгрессивно перекрывают песчано-алевритовую толщу коньяка — сантона.

Палеотектонический план кампанского века в основном унаследован от коньяк-сантонского времени. По степени расчлененности палеорельефа и контрастности движений выделяются те же три области, что и в коньяк-сантонском бассейне, но с несколько другими границами между ними.

1. Область устойчивых мощностей с незначительным диапазоном их колебаний (от 40—50 до 120—140 м). Она совпадает с центральной западной областью коньяк-сантонского времени. Здесь протекал конседиментационный рост складок. В Сибирском Приуралье приобрел отчетливые контуры возрожденный Ляпинский мегапрогиб, который в туроне и коньяке — сантоне только наметился. Он существовал в юрское и берриас-валанжинское время и раскрылся в моноклиналь в конце неокома. Амплитуда Ляпинской депрессии достигла 60 м к концу кампанского века.

В структурном плане кампана вновь проступают элементы Северо-Сосьвинского моста, Шеркалы-Кислорской впадины с частными поднятиями внутри них.

Точно так же усилился конседиментационный рост отдельных куполов и локальных поднятий в Верхнекондинском и Тюменском структурных заливах, в пределах Тобольского незамкнутого мегавала, Туринского, Вагай-Ишимского выступов и Ханты-Мансийской и Омской впадин. Последняя приобрела форму крупной котловины, которая очерчивается изопахитами 100—140 м. Между Омской и Ханты-Мансийской впадинами обособилась Тарская седловина, в которую входят Старосолдатский и Пологрудовский мегавалы, Завьяловский купол и другие поднятия. Палеоамплитуда частных структур нередко превышает 20 м.

Пространство, на месте которого в современном тектоническом плане по нижнемеловым горизонтам выделяются Верхнедемьянский, Каймысовский, Сургутский и Нижневартовский своды и Юганская впадина, в кампане имело форму плоской структурной террасы, где мощность накопившихся осадков 50—80 м. На террасе выделяются отдельные купола амплитудой 10—20 м.

Восточным ограничением структурной террасы служат Нюрольская впадина и Колтогорский мегапрогиб, пережившие активизацию в кампанском веке. Зона названных депрессий служила границей между морскими глинистыми и прибрежно-дельтовыми песчано-алевритовыми осадками.

К востоку от Нюрольско-Колтогорского шва выделяются валообразные поднятия — Средневасюганское, Александровское, Айтульское и др. Палеоамплитуда валов составляет 15—20 м, а по отношению к днищам смежных прогибов — 60—70 м.

2. Область Надым-Енисейского междуречья, Ямала, Гыданского полуострова и Таймырской низменности. Как и в коньяке — сантоне она характеризуется значительной дифференциацией тектонических движений и резкими колебаниями мощностей — от 60 до 420 м. Здесь продолжали формироваться по унаследованному плану почти все поднятия, амплитуда которых внутри замкнутых контуров увеличилась за кампанский век на 20—40 м.

Общая мощность осадков неравномерно нарастает с запада на восток — от 150 м в бассейне Пура до 440 м в устье Таза. Крутой уступ вырисовывается вдоль северного борта Большехетской впадины; со стороны этого уступа к центру котловины мощность осадков увеличивается от 150 до 460 м на расстоянии 75 км. Максимальная скорость погружения днища впадины достигла 90 м/1 млн. лет.

3. Область, отличающаяся от двух описанных рядом специфических особенностей тектонического режима, охватывает юго-восточную часть плиты и сравнительно узкую полосу, которая примыкает к южному обрамлению. В этой области выделяются зоны, характеризующиеся развитием по унаследованному от коньяк-сантонского времени плану, и зоны существенной перестройки, новообразования или возрождения погребенных тектонических элементов.

К числу структур унаследованного развития относятся Тегульдетская и Кулундинская впадины. Возрожденными от туронского плана являются Алипская впадина, Пайдугинский и Пыль-Караминский мегавалы, отдельные вершины Пудинского и Сенькино-Сильгинского поднятий. На их месте в коньяке — сантоне развивались моноклинали, структурные носы и прогибы.

На северном погребенном склоне Центральноказахстанского щита вследствие кампанской трансгрессии и энергичного опускания возродились отдельные ложбины, которые существовали в туроне, но раскрывались в структурные заливы в коньяк-сантонское время вследствие общего подъема Приказахстанской моноклинали. К возрожденным структурам относится также Омская впадина.

Палеотектоническая карта маастрихт-датского времени (рис. 23). На границе кампанского и маастрихтского веков произошли заметные изменения в условиях седиментации, связанные с установлением более теплого и мягкого климата. Отложения ганькинской свиты (маастрихтский и датский ярусы) представлены голубовато-зелеными глинами, прослоями известковистыми, а в южных районах с пластами мергелей. В датском веке окраинные части Западно-Сибирской плиты пережили неравномерное поднятие. Особенно энергичным было воздымание Колывань-Томской дуги и прилегающей к ней с северо-запада Барабинско-Пихтовской моноклинали.

Отложения датского яруса отсутствуют на значительной части плиты, и кровля ганькинской свиты поэтому не является строго синхронной.

На протяжении маастрихтского века Западно-Сибирский бассейн был открытым и сообщался через Тургайский пролив с теплыми морями Средней Азии. В датском веке и в начале палеоцена эта связь, по-видимому, была прервана.

В палеотектоническом плане маастрихт-датского времени отмечается усиление дифференцированных подвижек в одних районах и ослабление — в других по сравнению с кампанским веком. На палеотектонической карте можно выделить четыре области, отличающиеся друг от друга по характеру конседиментационной складчатости.

1. Область малых мощностей (от 30—40 до 100—120 м) и незначительного их изменения по площади. Эта область несколько сократилась по сравнению с кампанским веком и охватывает восточный склон Среднего и Северного Урала, Нижнее Приобье, западную часть Среднего

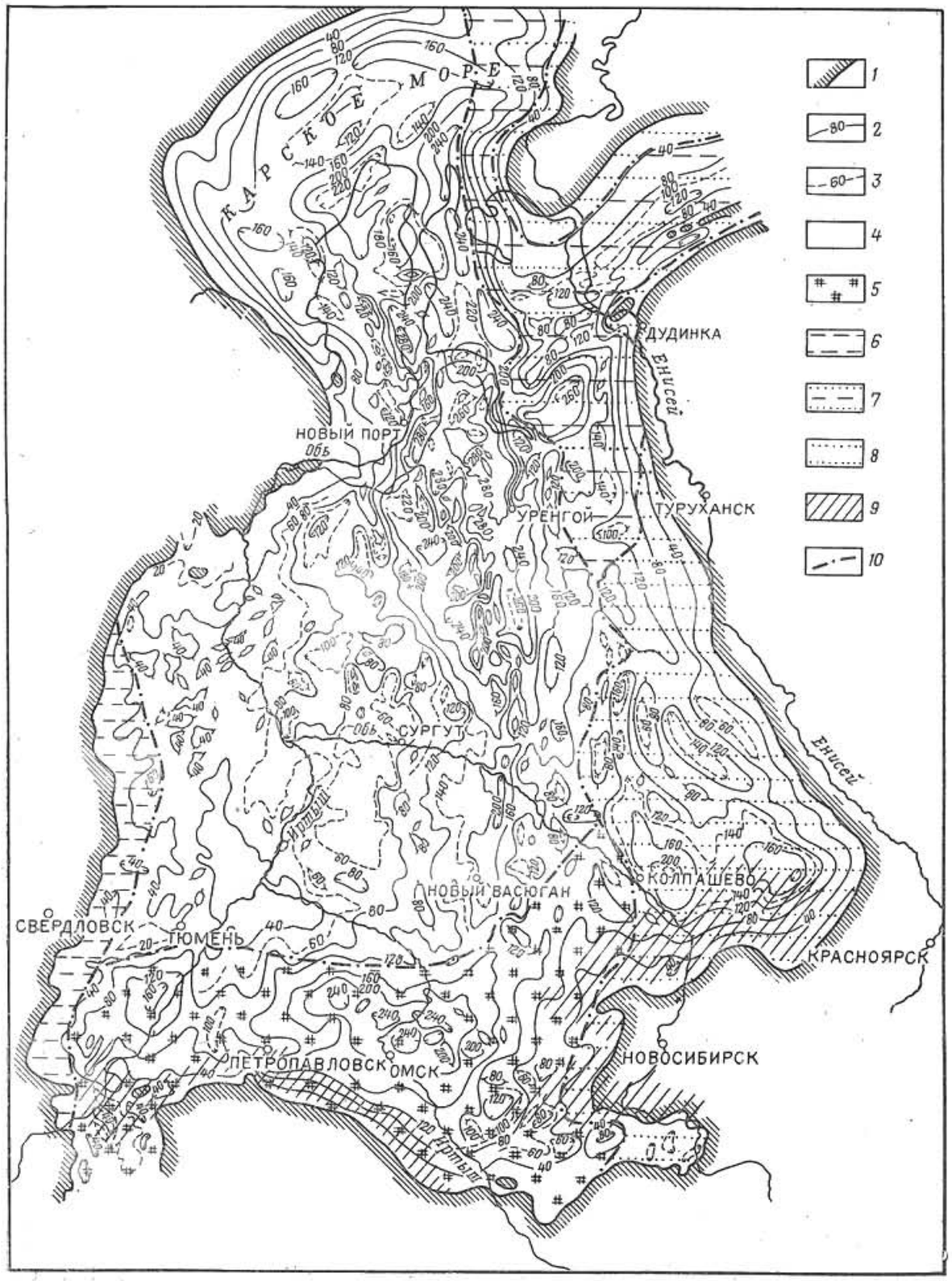


Рис. 23. Палеотектоническая карта маастрихт-датского времени. Составили М. Я. Рудкевич, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — контуры бассейна, участками восстановленные; *2* — изопахиты (сечение через 40 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 20 м).

Литофации: *4* — морские глины; *5* — морские глины, мергелистые; *6* — мелководно-морские алевриты и глины с прослоями глауконитовых песков; *7* — прибрежно-морские и дельтовые пески; алевриты с фосфоритовыми стяжениями; *8* — озерно-аллювиальные алевриты и каолинизированные пески; *9* — участки частичного размыва осадков в датском веке и палеоцене; *10* — границы литофациальных зон.

Приобья и Обь-Иртышское междуречье. В Сибирском Приуралье мощность ганькинской свиты устойчива и колеблется в пределах 40—60 м. На карте изопахит очень слабо отражаются частные структуры, которые существовали в кампанском веке.

2. Область Надым-Енисейского междуречья, Ямала, Гыданского полуострова, Таймырской низменности. Здесь развитие протекало в целом по плану, унаследованному от кампанского века. Однако в маастрихт-датское время произошли заметные изменения. Прежде всего, выравнялись относительно друг друга внутренние впадины. В днище Танловской депрессии, расположенной вдоль правого берега Надыма, мощность кампанского яруса составляет 160—180 м, а в центре Большехетской впадины, в устье Таза — 440—460 м. Мощность маастрихт-датских отложений в обеих депрессиях одинакова и оценивается величиной 220—250 м. Очевидно, что главный центр опускания в описываемое время переместился с востока — из Таз-Енисейского района, на запад — в зону Надым-Пурского водораздела. Такое явление связано с относительным и абсолютным воздыманием Приенисейской полосы бассейна в датском веке.

Существенно перестроился также участок Пур-Тазовской гомоклинали. Последняя в кампане испытывала погружение на восток, а в маастрихт-датское время ее восточная часть преобразовалась в крупное субмеридиональное поднятие с крутыми западным и восточным крыльями и относительно плоским сводом. Вершины куполов на этом новообразованном валу очерчиваются изопахитами 100—120 м (Усть-Тазовское, Заполярное, Русское, Южно-Русское поднятия), а их палеоамплитуда внутри замкнутых контуров достигает 50 м. Общая же высота Тазовско-Часельского мегавала над днищами смежных Большехетской впадины и Нижнепурского прогиба составила 150—200 м.

Западная часть Пур-Тазовской гомоклинали претерпела инверсию и приобрела наклон на запад, т. е. противоположный тому, который она имела в коньяк-сантонское и кампанское время.

В пределах Надым-Пурского междуречья, где прогибание протекало с относительно высокой скоростью (до 25 м/1 млн. лет), происходил энергичный конседиментационный рост всех крупных поднятий: Уренгойского, Медвежьего и Верхнетанловского мегавалов и Пурпейского свода. Однако оси этих положительных структур были значительно ниже гребня Тазовско-Часельского мегавала. На своде Уренгойского поднятия мощность осадков равна 260 м, палеоамплитуда структуры не превышает 20 м; на гребне Медвежьего мегавала мощность составляет 180 м при амплитуде 30 м. Более контрастными были Пурпейский свод (палеоамплитуда 40 м) и Айтульский вал (палеоамплитуда 70 м). Значительное приращение амплитуды (20—40 м) характерно для всех валов Южного Ямала.

3. Область юго-восточной части плиты, как и в предшествующие эпохи, отличалась сложным развитием, в процессе которого формировались унаследованные, возрожденные и новообразованные структуры.

В унаследованном от кампанского века плане происходило углубление Нюрольско-Колтогорской зоны прогибов, которая приобрела форму узкой приразломной депрессии. Вдоль восточного борта Колто-

горского мегапрогиба изопахиты очерчивают цепочку небольших поднятий амплитудой 10—20 м. Эта зона пространственно совпадает со Средневасюганским и Александровским сводами. Хорошо выражен Пыль-Караминский мегавал. Но Пайдугинское поднятие, расположенное к юго-востоку от него, раскрылось в маастрихт-датское время в моноклиналь и вошло в состав субмеридиональной депрессии, которая получила развитие на месте отдельных мульд западной части Алипской впадины.

В маастрихт-датском тектоническом плане отсутствует замкнутая Чулымская впадина, раскрывшаяся в структурный залив. Сенькино-Сильгинский мегавал, Пудинский свод, Межовский купол, Калгачский выступ и разделяющие их прогибы «поглощаются» единой слабо расчлененной структурной террасой, близкой по форме к выступу.

4. В четвертую область входят южная и юго-западная части бассейна. Она характеризуется интенсивным прогибанием и усилением конседиментационной складчатости и в этом отношении сходна с областью Ямала и Надым-Тазовского междуречья.

Омская впадина в маастрихт-датское время развивалась как крупная замкнутая депрессия, в приосевой части которой мощность осадков достигла 250 м. Северный борт впадины очерчивается изопахитами 120—140 м. На юго-западе вырисовывается Тюменская мульда амплитудой в 20—30 м.

В современном плане по поверхности фундамента Тюменская мульда отсутствует и на ее месте располагается система узких структурных заливов и носов.

Прогибание Кулундинской впадины было более спокойным. Здесь существовал структурный залив, осложненный отдельными замкнутыми мульдами.

В целом тектонический план маастрихт-датского века отражает начало альпийской перестройки плиты, завершившейся в неогене. Признаками такой перестройки являются: выравнивание темпа прогибания в депрессиях северной и южной частей бассейна вследствие энергичного погружения Омской котловины, Тюменского структурного залива и Тургая; относительное поднятие Усть-Енисейского мегапрогиба и Таз-Енисейской гомоклинали, которые были главными центрами опускания в коньяк-сантонском и кампанском бассейнах; воздымание Колывань-Томской дуги и прилегающей к ней Барабинско-Пихтовской моноклинали.

В тесной связи с отмеченным перераспределением зон максимального погружения, появлением участков активного воздымания и частичного размыва осадков в датском веке находится оживление разломов в фундаменте и флексурно-разрывных зон в чехле. Эти зоны трассируются вдоль северного и южного бортов Омской впадины, по западному и восточному бортам Колтогорского мегапрогиба, на склонах Часельского, Медвежьего, Среднемессояхского мегавалов, Усть-Тазовского, Арктического, Новопортовского валов и других поднятий. Названные структуры в маастрихт-датское время приобрели близкие к современным контуры по кровле сеноманского яруса, и в этой связи можно предполагать, что на рубеже мелового и палеогенового периодов началось формирование газовых и газонефтяных залежей в сеноманском массивном резервуаре.

§ 4. ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПОДЭТАЖ

Палеогеновые отложения представляют собой мощную, преимущественно глинистую толщу. Палеогеновый подэтаж в целом имеет четкие нижнюю и верхнюю границы: первая обусловлена датским и частично раннепалеоценовым размывом на большой площади; вторая — резкой сменой режима тектонических движений в северной половине плиты, где на рубеже палеогенового и неогенового периодов началось общее воздымание.

Палеогеновый подэтаж разделяется на три структурных яруса: палеоценовый, эоценовый и олигоценовый. Различия в литологическом составе осадков и в палеоструктурных планах между этими ярусами весьма существенны, формирование каждого из них продолжалось целую геологическую эпоху.

Палеоценовый структурный ярус

Нижняя граница палеоценового структурного яруса устанавливается по резкой смене голубовато-серых глин маастрихтского или датского ярусов темно-серыми, коричневатыми глинами палеоцена. В отдельных районах выявлено стратиграфически несогласное налегание палеоцена на размытую поверхность меловых осадков.

Верхняя граница структурного яруса не менее отчетлива. Она выражена трансгрессивным налеганием плотных опок нижнего эоцена на песчано-алевритовую пачку верхнего палеоцена.

Палеотектоническая карта палеоценовой эпохи (рис. 24). Морские палеоценовые отложения почти повсеместно разделяются на две толщи: нижнюю глинистую (в Приуралье — кремнисто-глинистую) и верхнюю песчано-глинисто-алевритовую. Эти толщи отвечают трансгрессивной и регрессивной частям седиментационного цикла.

В размещении областей различного тектонического режима в очень большой степени проявляется субширотная зональность, что связано с активным раннепалеоценовым подъемом южного обрамления плиты и смежных участков бассейна. С другой стороны, вследствие общего обмеления водоема и оживления восходящих движений во всех зонах южного обрамления в палеоценовую эпоху происходило заполнение неполностью компенсированных маастрихтских прогибов Сибирского Приуралья и Нижнего Приобья.

В соответствии с доминирующей субширотной тектонической зональностью в палеоструктурном плане палеоценовой эпохи обособились три области: южная, центральная и северная.

1. Южная область представляла собой обширную слабо расчлененную гомоклиналь, погружавшуюся к центру бассейна. Мощность осадков здесь колеблется от нескольких до 40—50 м. Образование южной гомоклинали связано с общим подъемом Центральноказахстанского массива, Тургайского пролива, Колывань-Томской дуги и Алтае-Саянской складчатой области.

В этот подъем были вовлечены бóльшая часть Омской впадины, Пихтовско-Барабинская моноклиналь, Прииртышская депрессия и другие окраинные структуры. Поэтому в днище масстрихт-датской Омской впадины палеоценовые осадки либо отсутствуют, либо характеризуются

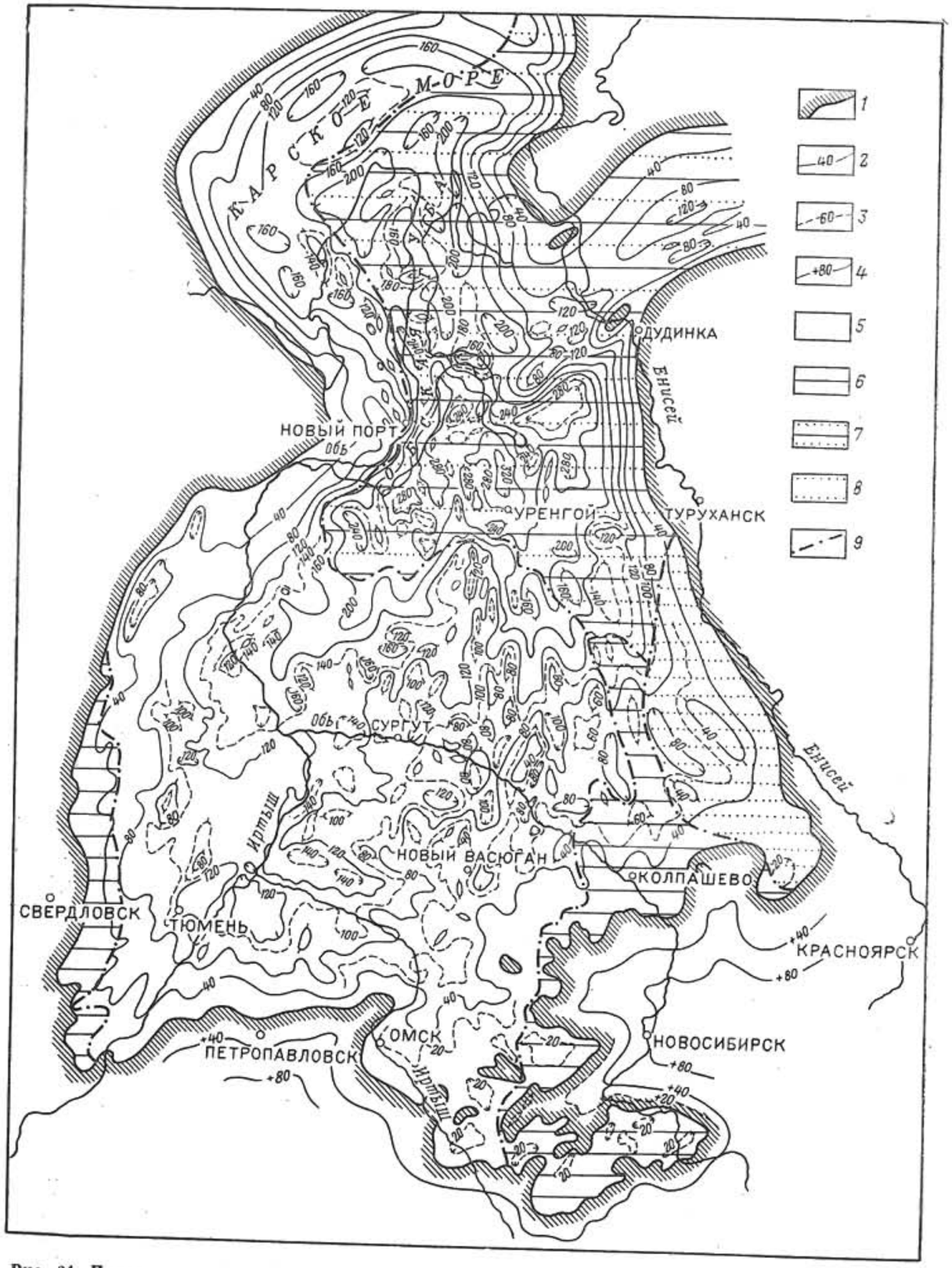


Рис. 24. Палеотектоническая карта палеоценовой эпохи. Составили М. Я. Рудкевич, В. В. Тихомирова под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — границы бассейна, на севере восстановленные; *2* — изопахиты (сечение через 40 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 20 м); *4* — изобазы (сечение через 40 м). Литофации: *5* — морские глины, алевритистые и опоковидные; *6* — прибрежно-морские и дельтовые глины, алевриты и пески, местами с оолитовыми железными рудами; *7* — прибрежно-морские глины и алевриты в нижней части разреза и континентальные (аллювиальные) пески, каолинизированные — в верхней; *8* — озерно-аллювиальные пески, каолинизированные; *9* — границы литофациальных зон.

ничтожной мощностью (10—20 м). Северный борт этой впадины и Тарская седловина, существовавшие в конце мела, вошли в состав упомянутой гомоклинали и как бы преобразовались в естественный южный борт Ханты-Мансийской депрессии. Южно-Тюменский замкнутый маастрихт-датский прогиб и Чулымская впадина в палеоцене раскрылись по северной периклинали в структурные заливы.

2. Центральная область испытывала слабо дифференцированное устойчивое опускание; мощность отложений здесь изменяется от 60—80 до 120—140 м. Изопахиты отображают плоскую поверхность с отдельными возвышениями. Одни частные структуры можно рассматривать как унаследованные от маастрихт-датского времени (Нюрольская впадина, Колтогорский мегапрогиб, Средневасюганский свод и Александровский вал); другие относятся к категории возрожденных от кампанского века (Ляпинский мегапрогиб, Сургутский, Нижневартовский и Каймысовский своды). Палеоамплитуда возрожденных поднятий не превышает 10—20 м.

Наконец, в палеоценовом тектоническом плане устанавливаются новообразованные (компенсационные) мульды, занимающие площадь северной части Тюменского и Вагайского структурных заливов (в современном плане по кровле юры).

3. Северная область отличается высокой степенью дифференциации движений на фоне энергичного погружения. Мощность осадков здесь изменяется от 100—120 до 300—320 м, что соответствует скорости опускания 15—40 м/1 млн. лет.

Взаиморасположение частных структур северной области в палеоцене было примерно таким же, как и в маастрихт-датское время, но конседиментационный рост складок замедлился.

Эоценовый структурный ярус

Эоценовый структурный ярус выделяется как по литологическим признакам, так и по особенностям распространения и взаимоотношению с подстилающими и покрывающими осадками. Трансгрессивный нижний контакт опок эоцена с песками и алевритами палеоцена и смена вверх по разрезу диатомовых глин бескремнистыми глинами с прослоями сидеритизированных известняков на границе эоцена и олигоцена (или внутри верхнего эоцена) определяют возрастные и литолого-формационные рубежи описываемого структурного яруса.

Палеотектоническая карта эоценовой эпохи (рис. 25). В эоценовую эпоху Западно-Сибирская плита была охвачена максимальной в кайнозое морской трансгрессией, в результате которой восстановилась связь между Западно-Сибирским и Среднеазиатским бассейнами через Тургайский пролив. Эта связь была прервана в палеоцене. Южная граница моря продвинулась в сторону Центральноказахстанского массива до широты Кокчетава, расширились контуры Кулундинской впадины в юго-восточном направлении. Эоценовые слои лежат трансгрессивно на размытой поверхности мела и даже на палеозойском складчатом основании в широкой полосе восточного склона Среднего Урала и на Приказахстанской моноклинали.

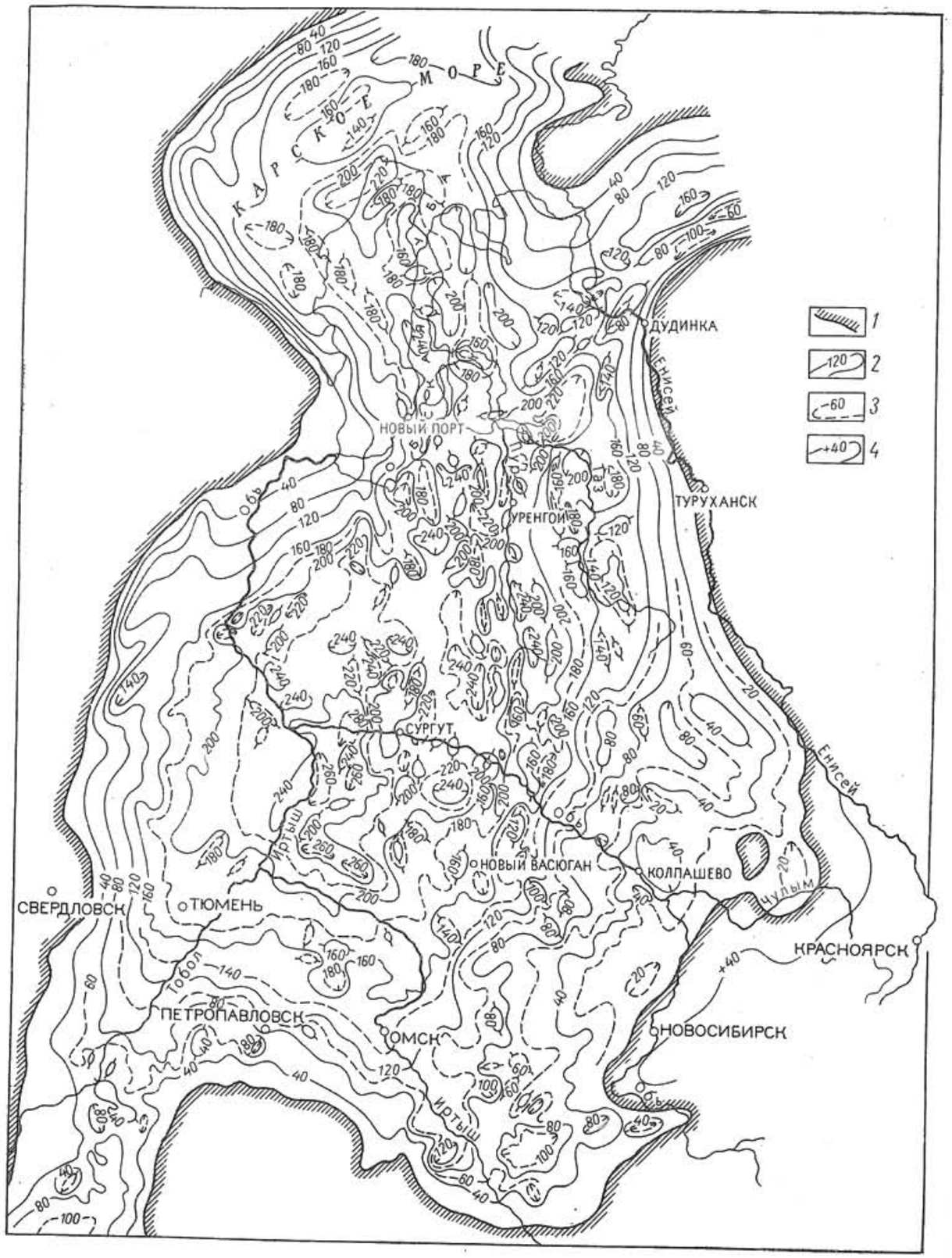


Рис. 25. Палеотектоническая карта эоценовой эпохи. Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — контуры бассейна, в северной части площади восстановленные; *2* — изопахиты (сечение через 40 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 20 м); *4* — изобазы (сечение через 20 м).

Эоценовые отложения почти повсеместно представлены опоками и опоковидными глинами (нижняя часть разреза), диатомитами, диатомовыми глинами (верхняя часть толщи).

Прибрежно-морские фации установлены в Тургайском проливе (кварц-глауконитовые пески, алевриты, опоковидные глины) и в Приенисейской полосе (кварц-глауконитовые пески, алевриты с прослоями серых глин и оолитовых железных руд).

Континентальные осадки (пески и глины с прослоями бурого угля) присутствуют в Чулымском районе и на южном борту Кулундинской впадины. В Приполярной части плиты — на Ямале, в Усть-Енисейском районе, в бассейне Пура и Таза эоценовые отложения неравномерно размыты неогеновой эрозией.

На палеотектонической карте проведены восстановленные изопахиты. Оценка первоначальной мощности осадков осуществлялась путем построения серии профилей через зоны полного и неполного разрезов.

Повышенное содержание кремнистых пород, преобладание тонкоотмученных глин, отсутствие широких полос континентальных образований по краям бассейна и характер изменения мощности отложений свидетельствуют о выравнивании рельефа в областях сноса и осадконакопления. Скорость прогибания в эоцене не превышала 15—20 м/1 млн. лет (против 40—45 м/1 млн. лет в палеоцене). Зоны максимальных мощностей (220—260 м) очерчивают днища почти всех наиболее крупных депрессий северной и центральной частей бассейна, которые отражаются в современном рельефе по кровле юры.

Устойчивое, хотя и слабо дифференцированное опускание дна моря в эоцене привело к возрождению некоторых частных структур, существовавших в позднемеловую эпоху и раскрывшихся в моноклинали в процессе раннепалеоценовой инверсии. Это купола Тарской седловины, Старосолдатский мегавал и др.

Развитие центральной части плиты протекало по плану, унаследованному от палеоценовой эпохи. Изопахиты очерчивают Сургутский свод амплитудой 10—15 м, отдельные куполовидные возвышения Нижневартовского, Верхнедемьянского и Каймысовского поднятий, но в целом эти структуры I порядка сливаются в крупный выступ (в плане), наклоненный на север и северо-запад.

В эоценовом палеорельефе отчетливо выступают Средневасюганский свод палеоамплитудой 20 м, Криволуцкий вал в центре Александровского свода, а также Айтульский мегавал и Варь-Еганский вал на северо-восточном окончании Нижневартовского свода. В Надым-Тазовском междуречье развитие конседиментационных складок протекает в отчетливо унаследованном плане, причем контрастность дифференцированных движений здесь заметно выше, чем в Среднем Приобье. Линейные поднятия по сравнению с позднемеловой и палеоценовой эпохами в эоцене расширились за счет бортов смежных прогибов и приобрели более округлые очертания.

Из приведенного описания следует, что в эоцене происходило расширение бассейна, выравнивание его дна, относительное затухание дифференцированных движений, на фоне которых продолжалось развитие конседиментационных структур почти во всей Внутренней тектонической области плиты.

Эоценовая эпоха по тектоническому режиму сходна с волжским и туронским веками.

Олигоценовый структурный ярус

Олигоценовый структурный ярус включает в себя толщи морского генезиса (чеганская свита и ее аналоги, верхи верхнего эоцена? — нижний олигоцен) и континентальные образования части нижнего, среднего и верхнего олигоцена (атлымская, новомихайловская, журавская, абросимовская свиты и их аналоги). Зеленые глины чеганской свиты и пески атлымской свиты составляют первый осадочный ритм, в котором выделяется нижняя трансгрессивная и верхняя регрессивная части. Новомихайловская свита образует второй седиментационный ритм олигоценового цикла, начинающийся озерно-болотной трансгрессией и заканчивающийся распадом крупных водоемов. Журавская и абросимовская свиты характеризуют третий ритм, в котором журавская свита является, несомненно, его трансгрессивной частью.

Построение пяти самостоятельных палеотектонических карт для частей олигоценового структурного яруса обусловлено необходимостью проанализировать сложный ход неотектонического развития плиты, с которым связана перестройка структурного плана, формирование газовых залежей в сеноманском резервуаре и, возможно, фазовые превращения нефтей в нижнемеловых толщах.

Палеотектоническая карта времени накопления осадков чеганской свиты и ее аналогов (верхний эоцен? — нижний олигоцен) (рис. 26). К нижнему олигоцену условно отнесены чеганская свита и ее аналоги.

Чеганская свита выражена табачно-зелеными глинами с конкрециями и линзами сидерита, прослойками алевритов и алевритовых песков. На севере плиты (Пур-Тазовское междуречье, восточная часть Ямала и Гыданский полуостров) развиты прибрежно-морские, дельтовые и аллювиальные аналоги свиты (часть корликовской толщи). Это серые разнозернистые пески с глауконитом, с прослоями шоколадных глин и растительными остатками. Континентальные (аллювиально-озерные) фации распространены в Приенисейской полосе и в Томском Приобье.

На очень большой площади (Усть-Енисейский район, Гыдан, Ямал, бассейн Таза) нижнеолигоценовые осадки частично или полностью уничтожены неогеновой эрозией. Восстановление первоначальных контуров бассейна для этой территории осуществлено методом построения профилей от области полной мощности чеганской свиты в сторону зон размыва.

Контуры раннеолигоценового бассейна значительно отличались от эоценовых. На севере и востоке резко расширилась область континентального осадконакопления, занявшая пространство Таз-Енисейского междуречья, бассейны Ваха, Тыма и Оби к востоку от Колпашева. В олигоцене была утрачена связь с Северным Ледовитым океаном, вследствие чего исчезли простейшие организмы с кремнистым скелетом. С другой стороны, граница седиментационного бассейна продвинулась на юг, расширились контуры Кулундинской впадины. В целом произошло резкое усиление поднятия в областях сноса и дифференцированного опускания в области осадконакопления. По-видимому, с рубежом эоценовой и олигоценовой эпох связана первая фаза неотектонического этапа развития.

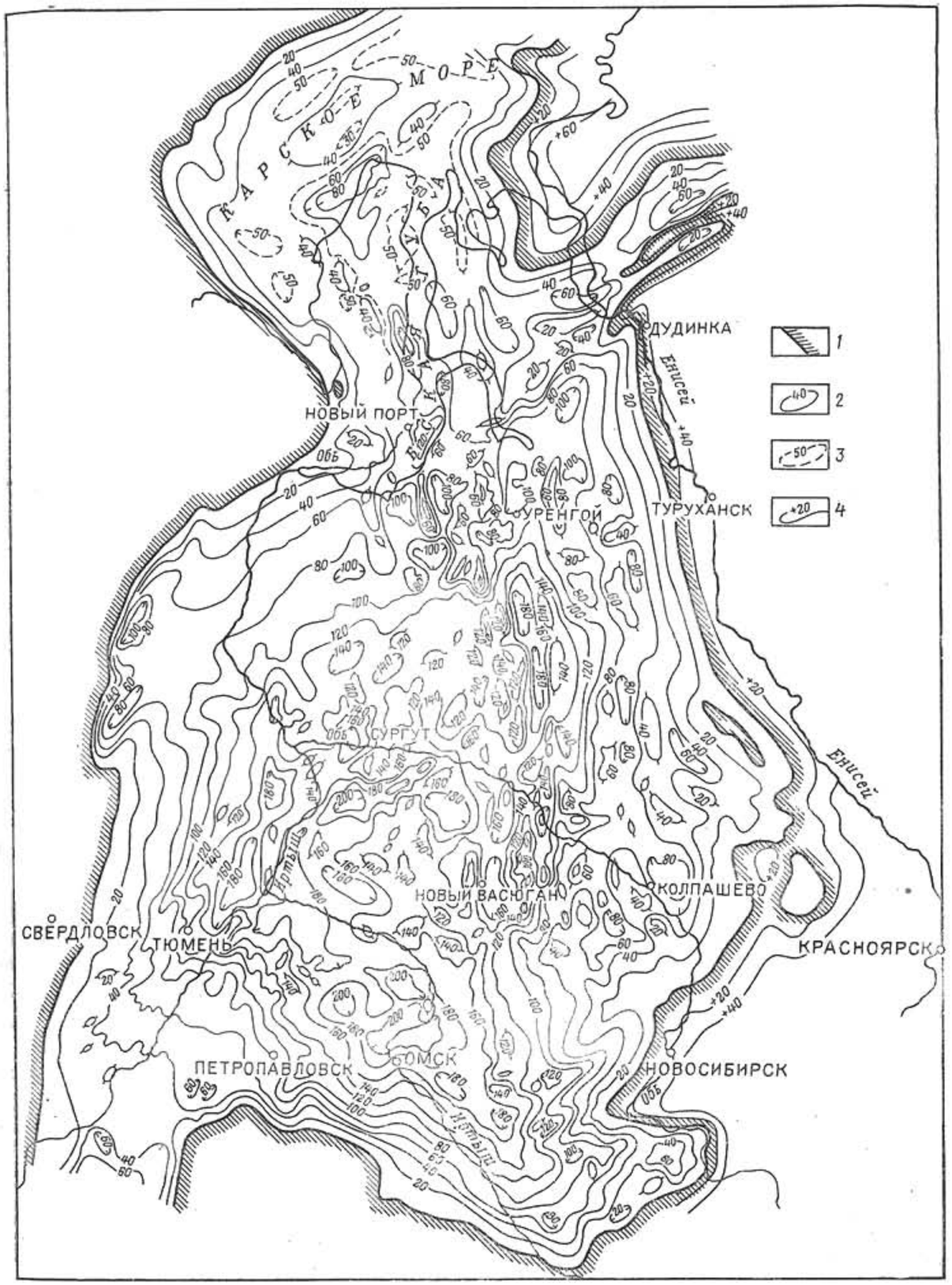


Рис. 26. Палеотектоническая карта времени накопления осадков чеганской свиты и ее аналогов (верхний эоцен?—нижний олигоцен). Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — контуры бассейна, в северной части площади восстановленные; *2* — изопахиты (сечение через 20 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 10 м); *4* — изобазы (сечение через 20 м).

Мощность описываемых отложений внутри бассейна колеблется в пределах 60—200 м. Около 200 м она составляет в днищах Ханты-Мансийской, Юганской, Омской и Кулундинской впадин. Восстановленная мощность в депрессиях Ямала оценивается в 100—120 м, а в Усть-Енисейском мегапрогибе — в 50—60 м. Следовательно, в олигоцене произошло смещение главных центров погружения в южном направлении. Максимальная скорость прогибания составляла 40—50 м/1 млн. лет, что примерно в 3 раза выше скорости опускания в эоцене.

В раннеолигоценовое время начал формироваться новый тектонический план плиты. На юге возродилась Омская впадина, которая опять (после маастрихтского века) приобрела замкнутые контуры Возродился также северный элемент Тюменского мегапрогиба амплитудой около 20 м. На его северном продолжении возникла новообразованная Кондинско-Атлымская линейная депрессия субмеридионального простирания. В эоцене ей соответствует моноклиналь западного борта Ханты-Мансийской впадины.

Возрождаются от маастрихт-датского палеотектонического плана Тобольский незамкнутый мегавал, Вагай-Ишимский выступ, Усть-Вагайский структурный залив, Тарская седловина с отдельными куполовидными возвышениями, Каймысовский свод и др.

В Сибирском Приуралье вырисовываются контрастный Ляпинский мегапрогиб и Туринский выступ.

В унаследованном от позднего мела, палеоцена и эоцена плане развивался Колтогорский мегапрогиб. Сургутский и Нижневартовский своды выражены неотчетливо: они не затронуты олигоценовой перестройкой. Зато к востоку от Колтогорского мегапрогиба резко выступают Средневасюганский свод палеоамплитудой более 40 м, Александровское поднятие, частично возрождаются погребенные Пудинский свод и Сенькино-Сильгинский мегавал.

Развитие структур Надым-Тазовского междуречья происходило по унаследованному от эоценовой эпохи плану.

Палеотектоническая карта времени накопления осадков атлымской свиты и ее аналогов (нижний — средний олигоцен) (рис. 27). В конце раннеолигоценового времени прерывается связь Западно-Сибирского бассейна с южными морями; сам бассейн распадается на систему изолированных опресненных водоемов, в которые впадают многочисленные реки.

В разрезе атлымской свиты и ее аналогов преобладают кварц-полевошпатовые пески с прослоями алевритов и глин, местами с пропластками бурых углей. На севере и востоке атлымские пески были размыты в неогеновом периоде.

На палеотектонической карте показаны восстановленные контуры озерно-аллювиального бассейна и первоначальные мощности толщи.

Средняя мощность отложений не превышает нескольких десятков метров. Максимальная мощность (90—100 м) фиксируется в бассейне Средней Оби и на Обь-Иртышском междуречье с главным центром прогибания на месте Юганской впадины. Несколько меньшие значения (60—80 м) зафиксированы в Омской и Надымской впадинах и в отдельных прогибах Надым-Тазовского междуречья.

В атлымское время происходило выравнивание палеорельефа, в процессе которого раскрылись в моноклинали Северо-Тюменская

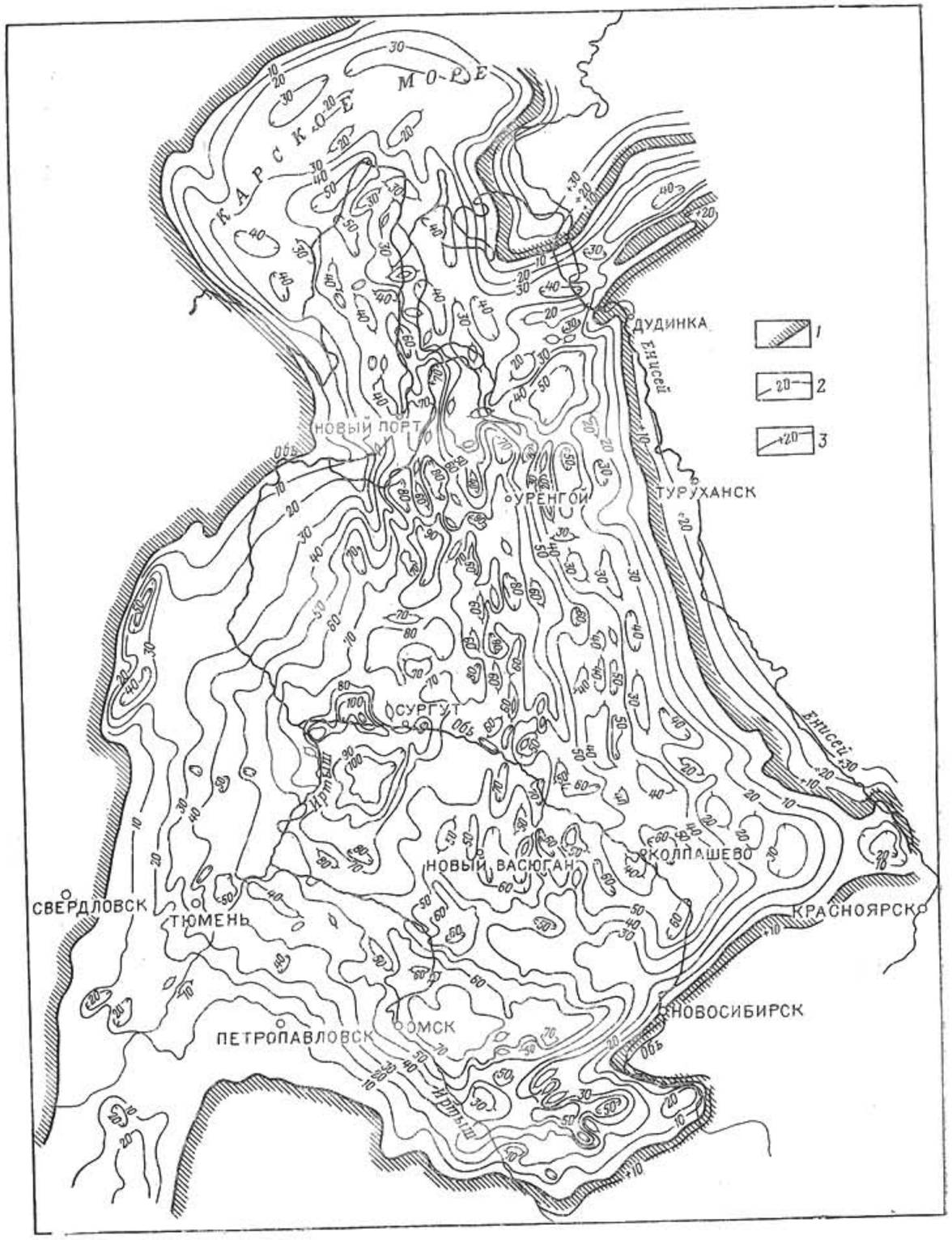


Рис. 27. Палеотектоническая карта времени накопления осадков атлымской свиты и ее аналогов (нижний — средний олигоцен). Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода под ред. М. Я. Рудкевича. 1972.

1 — контуры бассейна, на значительной части площади (особенно на севере) восстановленные; *2* — изопахиты (сечение через 10 м); *3* — изобазы (сечение через 10 м).

и Кондинско-Малоатлымская депрессии, стала более пологой Омская впадина, центр которой сместился к востоку, в сторону Барабинска. Навстречу Омской впадине продвинулась на юго-запад Пихтовская ложбина, расположенная к северу от Томска. В результате четко обособился крупный Кенго-Чузикский выступ. В атлымское время несколько усилилось погружение Чулымской депрессии. В Среднем Приобье фиксируется плоская структурная терраса, на которой выделяется только Самотлорское поднятие.

Очень слабо были выражены вершины Каймысовского свода и Верхнедемьянского мегавала. К востоку от Колтогорского мегапрогиба продолжался унаследованный конседиментационный рост Средневасюганского и Александровского поднятий.

В атлымском палеорельефе частично отражаются Сенькино-Сильгинский мегавал, Пудинский свод, Пыль-Караминское поднятие. Развитие северной части плиты протекало по плану, унаследованному от чеганского времени.

Палеотектоническая карта времени накопления новомихайловской свиты и ее аналогов (средний олигоцен) (рис. 28). Во вторую половину среднеолигоценового времени происходили своеобразная озерно-болотная трансгрессия и некоторое расширение площади седиментационного бассейна в южном и юго-восточном направлениях.

Новомихайловская свита представлена глинами, алевритами и песками с прослоями бурых углей. Максимальная мощность осадков достигает 150—180 м, что показывает очень высокую скорость погружения — 70—80 м/1 млн. лет.

Главный центр прогибания имеет форму субширотной ложбины, ось которой проходит вдоль южного берега Оби в ее среднем течении и далее поворачивает на восток — северо-восток, следуя по левому берегу Агана. Одна мульда этой ложбины соответствует западной части Юганской впадины, а другая отвечает Ярсомовскому прогибу и Едъяхинской депрессии (в современных контурах этих структур по кровле юры). Мощность осадков в центре названной ложбины 180 м.

Изопахиты обрисовывают Танловскую впадину (140—160 м), Парусовый мегапрогиб (100 м), Большехетскую депрессию в устье Енисея (80 м).

На юге плиты фиксируются два обширных субширотных прогиба — Викуловско-Омско-Барабинский (100—120 м) и Колпашево-Чулымо-Енисейский (изопахиты 80—100 м). В целом в новомихайловское время на месте Западно-Сибирской плиты существовала изометричная плоская синеклиза, осложненная преимущественно субширотными частными прогибами и пологими поднятиями.

Границы седиментационного бассейна продвинулись еще дальше на юг, расширились контуры Омской впадины за счет северной части Вагай-Ишимского выступа, Прииртышской депрессии и юго-западной окраины Пихтовско-Барабинской моноклинали. Несколько возросла также площадь Кулундинской котловины. Кенго-Чузикский выступ превратился в пологий свод амплитудой 10—15 м.

На юго-восточной окраине плиты появилась крупная широтная депрессия с тремя мульдами: Восточно-Колпашевской, Алипской и Южно-Енисейской. Мощность осадков в днищах этих котловин достигает 80—100 м.

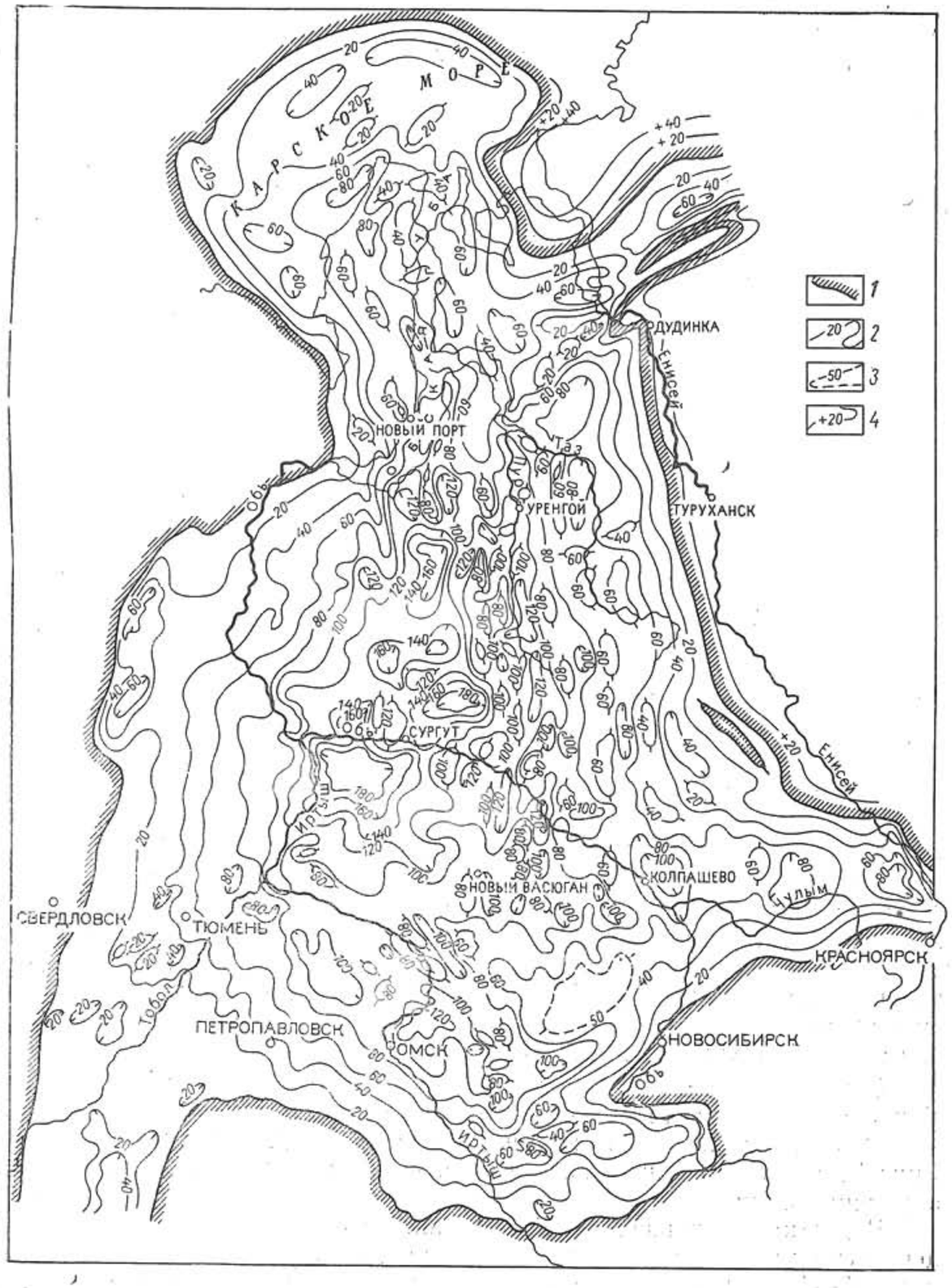


Рис. 28. Палеотектоническая карта времени накопления осадков новомихайловской свиты и ее аналогов (средний олигоцен). Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — контуры бассейна, на значительной части площади (особенно на севере) восстановленные; *2* — изопахиты (сечение через 20 м); *3* — изопахиты дополнительные (сечение через 10 м); *4* — изобазы (сечение через 20 м).

С развитием широтных прогибов как в Среднем Приобье, так и в Омско-Кулундинской области связано усиление конседиментационного роста Тарской седловины, палеоамплитуда которой составляет 30—40 м.

В северной части плиты продолжался унаследованный конседиментационный рост большинства положительных и отрицательных структур субмеридионального простирания. Но палеоамплитуды поднятий незначительны — 10—15 м, причем наметилось раскрытие северных и усиление погружения южных периклиналей складок вследствие общей тенденции к воздыманию субарктической части плиты.

Палеотектоническая карта первой половины позднеолигоценового времени (журавская свита и ее аналоги) (рис. 29). Отложения журавской свиты и ее аналогов представлены в Приуралье песками, глинами, оолитовыми железняками, в Омской впадине — глинистыми алевритами с прослоями гидрогетит-лептохлоритовых руд. В Приишимье и Среднем Приобье в разрезе журавской свиты преобладают глины и глинистые алевриты с гнездами глауконита. Характерно присутствие диатомовых глин с остатками пресноводных диатомей. В центральной части бассейна глины относительно хорошо выдержаны по простиранию, что указывает на их накопление в крупных озерных водоемах.

В восточных и северных районах плиты осадки размыты: самая северная точка выхода журавской свиты на поверхность находится в бассейне Надыма, где обнажены такие же глины, как и в Среднем Приобье. Первоначальная северо-западная граница озерного бассейна располагалась в акватории Карского моря (рис. 29).

Границы области осадконакопления в журавское время по сравнению с новомихайловским несколько сузились на западе, востоке и севере, но остались неизменными на юге.

Заметное поднятие испытала Приенисейская полоса, включая Чулымскую синеклизу; исчезли Южно-Енисейская и Алипская мульды, но расширились контуры Восточно-Колпашевской котловины.

В Нижнем Приобье существовала очень пологая моноклиналь (изопахиты 10—50 м). Главный центр опускания (как и в новомихайловское время) был расположен в Обь-Иртышском междуречье, где в палеоструктурном плане выделяется крупная изометрическая впадина, очерчиваемая изолиниями 70—90 м. Другая, более мелкая депрессия субширотного простирания получила развитие вдоль берега Агана (на месте Едъяхинской мезозойской впадины).

Относительно большую глубину (изопахиты 40—60 м) сохраняют Танловская мульда и Парусовый мегапрогиб.

Область, лежащая к востоку от Обской губы, в пределах Пур-Енисейского междуречья, испытывала в целом очень слабые движения переменного знака.

В днищах Большехетской, Антипаютинской и Усть-Енисейской депрессий первоначальная мощность осадков журавской свиты составляла 10—15 м. Отдельные поднятия в северных районах плиты превратились в зоны денудации.

Совершенно другим, более напряженным, был тектонический режим вблизи южной границы бассейна. Здесь продолжалось развитие Омской и Кулундинской впадин, выполненных осадками мощностью до 60—70 м при средней скорости погружения в 30 м/1 млн. лет.

Рис. 29. Палеотектоническая карта первой половины позднеолигоценовой эпохи (журавская свита и ее аналоги). Составили В. Г. Лобода, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — восстановленные контуры бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 10 м); *3* — изобазы (сечение через 10 м).

С усилением опускания Омской впадины и Пихтовского прогиба связано ускорение конседиментационного роста Кенго-Чузикского свода.

В журавское время продолжалось конседиментационное унаследованное развитие частных структур Тарской седловины. В Среднем Приобье преобладали нисходящие движения, в которые были вовлечены южная половина Сургутского свода и западная часть Нижневартовского поднятия. Относительно пониженные мощности характерны для северной половины Сургутского свода, Тарховского (Самотлорского) и Аганского куполов. Сравнительно слабо протекал рост Средневасюганского, Александровского поднятий и ряда положительных структур Надым-Тазовского междуречья.

Резюмируя описанное, можно заключить, что в первой половине позднеолигоценового времени Западно-Сибирский седиментационный бассейн еще более сократился вследствие поднятия северного, западного, юго-восточного и восточного бортов. Ведущие центры опускания несколько сместились в южном направлении; средняя скорость прогибания понизилась.

Северная половина плиты в целом вступила в фазу общей инверсии тектонического режима. Энергичный конседиментационный рост платформенных структур (главным образом, новообразованных кайнозойских и, отчасти, возрожденных мезозойских) был характерен только для южных районов плиты, прилегающих к Центральноказахстанскому массиву и Алтае-Саянской складчатой стране.

Палеотектоническая карта второй половины позднеолигоценового времени (абросимовская свита и ее аналоги) (рис. 30). Разрез верхнеолигоценовых отложений венчается толщей переслаивающихся глин, алевритов и песков с пропластками бурых углей, с отпечатками растений (абросимовская свита). Это вторая после новомихайловской свиты угленосная толща олигоцена.

На территории к северу от широтного колена Оби отложения верхнего олигоцена почти полностью уничтожены эрозией. Изопахиты для этой территории проведены схождением со структурной карты по кровле нижнего олигоцена.

Мощность абросимовской свиты в целом незначительна — до 50—60 м. Наиболее полные разрезы известны в Омской и Кулундинской впадинах [50]. Максимальная скорость погружения этих депрессий достигала 25—30 м/1 млн. лет.

Изопахиты отображают три главных зоны опускания — одну субмеридиональную и две широтных. Ось субмеридиональной зоны проходит от с. Танлово на правом берегу Надыма на севере до устья Ишима на юге. Здесь выделяется пять пологих мульд, очерченных изопахитами 40—60 м.

Вторая область опускания имеет запад—северо-западное простирание. Она охватывает Викуловскую, Омско-Барабинскую, Славгородскую, Барнаульскую и Рубцовскую мульды единой Омско-Кулундинской синеклизы.

Третья зона прогибов протягивается от пос. Колпашево на западе до Енисейска на востоке, параллельно Кеть-Чулымскому водоразделу.

Субмеридиональная Танлово-Ишимская полоса депрессий развивалась унаследованно от структуры журавского времени. То же самое можно сказать и об Омской впадине. Кулундинская котловина продви-

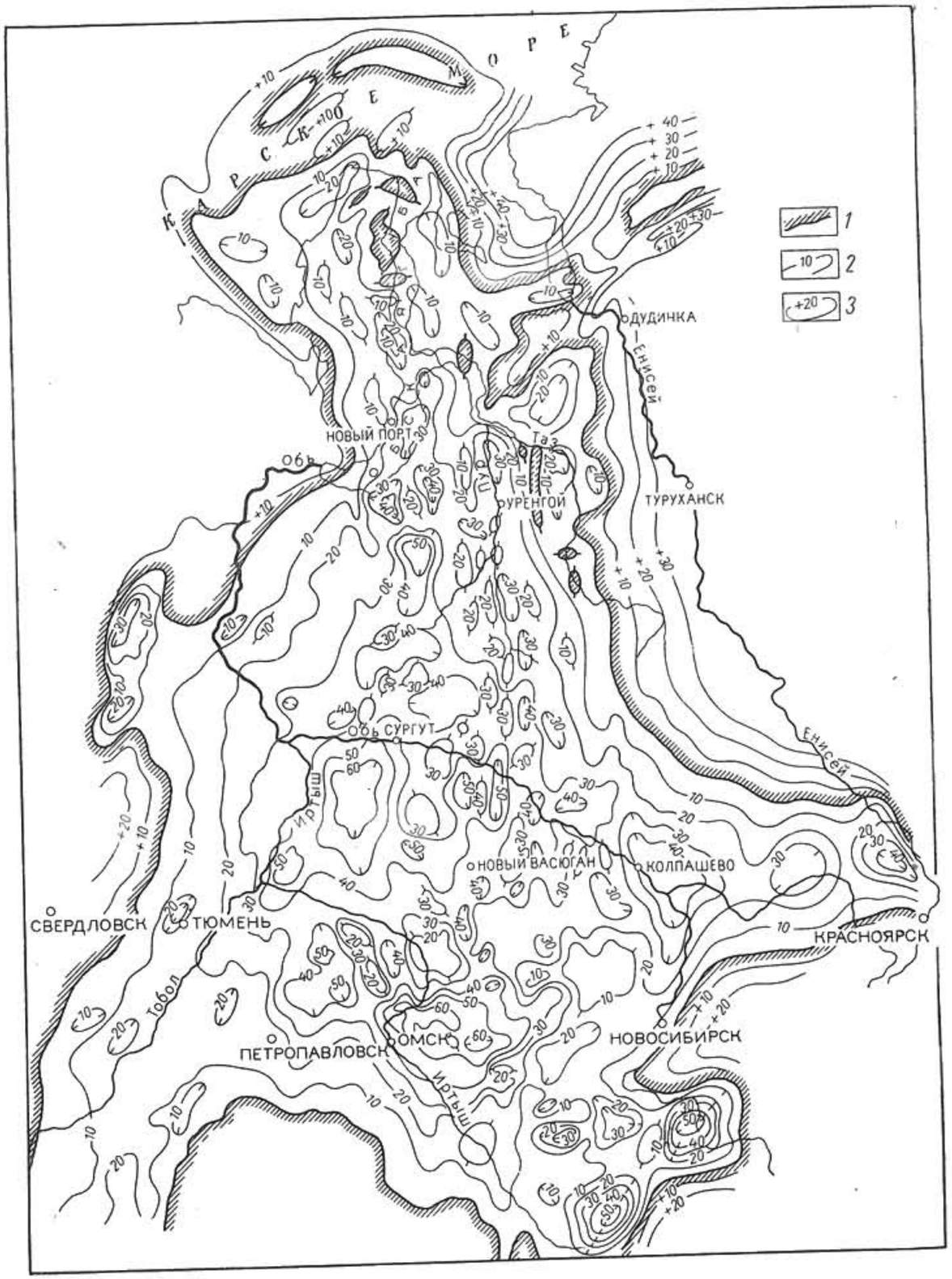


Рис. 30. Палеотектоническая карта второй половины позднеолигоценовой эпохи (абросимовская свита и ее аналоги). Составили В. Г. Лобода, М. Я. Рудкевич под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

1 — восстановленные контуры бассейна; *2* — изопахиты (сечение через 10 м); *3* — изобазы (сечение через 10 м).

нулась к югу, и в ее состав вошла новообразованная Рубцовская мульда. С общим опусканием Колывань-Томской дуги, Алтая и Восточных Саян связано также возрождение Колпашево-Южно-Енисейского широтного прогиба, который существовал в новомихайловское время и редуцировался в начале позднего олигоцена.

Развитие Кенго-Чузикского свода и Тарской седловины протекало по унаследованному от журавского времени плану, но с заметным ослаблением дифференцированных подвижек.

В конце олигоцена происходит затухание роста почти всех поднятий центральных и северных районов бассейна.

§ 5. НЕОГЕНОВЫЙ (БЕЗ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА) ПОДЭТАЖ И СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Отложения неогеновой системы известны в неширокой полосе, протягивающейся с запада на восток параллельно южному обрамлению Западно-Сибирской плиты.

Северной границей современного распространения неогеновых осадков является 58-я параллель.

Неогеновые толщи имеют чисто континентальное озерно-болотное и аллювиальное происхождение. Разрез начинается зеленовато-серыми глинами с железисто-марганцовистыми конкрециями, нередко с друзами гипса (аральская свита, нижний — средний миоцен). Вблизи южного обрамления, в Кулундинско-Барабинской фациальной зоне, глины переслаиваются с разнозернистыми песками и алевритами [50].

Верхнеплиоценовые и нижне-среднеплиоценовые отложения имеют еще более узкую область современного распространения, ограниченную Приказахстанским склоном и южным бортом Омской впадины, площадью Кулундинской депрессии и Тургайского пролива. Это красно-бурые, зеленовато-серые мергелистые глины с известковистыми конкрециями, стяжениями гипса и прослоями песков [9]. Верхнеплиоценовые отложения (кустанайская свита) в Южном Приуралье, Тургае и Северном Казахстане характеризуются разнозернистыми песками, известковистыми гравелитами с прослоями мергелистых глин, с карбонатными конкрециями и железистыми бобовинами.

Кустанайская свита представляет собой аллювий позднеплиоценовых рек и залегает на глубоко размытой поверхности подстилающих осадков как миоценового, так и олигоценового и более древнего возраста.

Палеотектоническая карта неогенового периода (без позднего плиоцена) (рис. 31). Как вытекает из изложенного, бóльшая часть Западно-Сибирской плиты в неогеновом периоде представляла собой область денудации. Исследование характера дифференцированных восходящих движений за неогеновый период служило главной целью палеотектонических реконструкций этого этапа.

Для построения палеотектонической карты описываемого периода (рис. 31) на топоснову были нанесены скважины, вскрывшие неогеновые осадки на их полную мощность. Изопахиты, проведенные между скважинами, показали, что мощность отложений плавно убывает от центра неогеновой Омско-Кулундинской синеклизы не только на юг, но и в северном направлении.

Так, в бассейне Тары полная мощность миоцена и нижнего — среднего плиоцена колеблется в пределах 20—40 м. Максимальная же мощность синхронных осадков, зафиксированная к западу от поселков Купино и Карасук, в днище Омской впадины составляет 150—200 м. Омско-Кулундинская синеклиза со всех сторон оконтуривается изопахитами от 20 до 200 м.

Зная примерное расстояние между изолиниями, проведенными через 10 м, можно без большой погрешности восстановить нулевую изопахиту вдоль северного борта синеклизы и определить первоначальные контуры седиментационного бассейна. Нулевая изопахита проходит в 30—50 км к северу от современной границы распространения неогеновых осадков. Еще севернее, по скважинам, которые вскрыли отложения абросимовской или журавской свит непосредственно под четвертичными отложениями, были восстановлены границы небольших изолированных плоских впадин, внутри которых также накапливались неогеновые осадки.

Оконтуривание участков, воздымавшихся с разной скоростью в области денудации, потребовало разработки специальной методики вычисления величины поднятия и проведения изобаз. Эта методика состоит в следующем.

По буровым скважинам устанавливается возраст стратиграфического горизонта, выведенного на дочетвертичную поверхность.

По палеотектоническим картам (картам изопахит) вскрытого горизонта и всех более молодых донеогеновых осадков, которые в данном пункте накапливались, но в современном разрезе отсутствуют, вычисляется суммарная мощность уничтоженных неогеновой эрозией пород. Эта эродированная мощность соответствует величине неогенового воздымания в данной точке.

Например, скважина в пос. Березово на Северной Сосьве вскрыла под четвертичными образованиями размытую поверхность палеоцена. По палеотектонической карте палеоцена была определена суммарная мощность первоначально накопившихся осадков палеоценового отдела в районе скважины. Разница между ней и вскрытой (сохранившейся от размыва) мощностью палеоцена показывает, какая часть палеоцена размыта.

По картам изопахит эоцена и всех горизонтов олигоцена была определена мощность эродированных осадков, которая вместе с частью палеоцена составила 200 м. Это и есть величина неогенового поднятия в данном пункте.

С большей погрешностью величина неогенового воздымания установлена в зонах, где не проводилось бурение. Здесь исходную информацию дает геологическая карта со снятым покровом четвертичных отложений, по которой на любом участке можно определить возраст выходящих на дочетвертичную поверхность отложений.

Построенная по описанному методу палеотектоническая карта (рис. 31), на которой изопахитами очерчены конседиментационные структуры, а изобазами — постседиментационные поднятия и понижения, отражает принципиально новый этап в развитии Западно-Сибирской плиты. Последняя на значительной части своей площади превратилась из области аккумуляции в область неравномерного размыва.

Рис. 31. Палеотектоническая карта неогенового периода (без позднего плиоцена). Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

а — изопахиты неогеновых отложений, частично восстановленные; *б* — изобазы; *в* — контур седиментационного бассейна, участками восстановленный; месторождения: *г* — нефтяные, *д* — газовые и газоконденсатные, *е* — нефтегазовые и нефтегазоконденсатные.

Частные структуры (цифры на карте): *1* — Таймырское поднятие; *2* — Усть-Енисейское понижение; *3* — Рассохинское поднятие; *4* — Пясинское понижение; *5* — Мессояхско-Танамское поднятие; *6* — Северо-Гыданское (Юрибейское) понижение; *7* — Среднеямальское поднятие; *8* — Гыданское поднятие; *9* — Каменномысское поднятие; *10* — Нейтинское понижение; *11* — Нурминское поднятие; *12* — Парусовое понижение; *13* — Верхореченское поднятие; *14* — Шугинско-Ярудейское поднятие; *15* — Шурышкарское понижение; *16* — Ивдель-Ляпинский прогиб; *17* — Северо-Сосьвинское поднятие; *18* — Надымское понижение; *19* — Танловское понижение; *20* — Медвежье поднятие; *21* — Ягинецко-Пурпейское поднятие; *22* — Уренгойское поднятие; *23* — Пурское понижение; *24* — Большехетское понижение; *25* — Тазовское поднятие; *26* — Приенисейское понижение; *27* — Едъяхинская впадина; *28* — Сургутское поднятие; *29* — Аганское поднятие; *30* — Александровское поднятие; *31* — Окуневское поднятие; *32* — Ларьякское понижение; *33* — Пыль-Караминское поднятие; *34* — Тавда-Иртышская структурная терраса; *35* — Средневасюганское поднятие; *36* — Кенго-Чузикское поднятие; *37* — Восточно-Бакчарское понижение; *38* — Колпашевское поднятие; *39* — Тургайский прогиб; *40* — Петропавловская мульда; *41* — Омская впадина; *42* — Карасукская мульда; *43* — Кулундинская впадина; *44* — Рубцовская мульда; *45* — Усть-Чулымская мульда; *46* — Чулымская впадина.

Однако в размещении зон седиментации и денудации и в развитии частных структур можно видеть определенную преемственность, унаследованность от палеотектонических планов более ранних эпох.

В субширотной полосе неогенового прогибания обособляются три субмеридиональных блока, которые отличаются друг от друга интенсивностью нисходящих движений.

Первый — Курган-Ишим-Тобольский блок слабого опускания, очерчиваемый изопахитами от нуля до 30 м.

Второй блок — центральный, характеризующийся энергичным погружением (изопахиты от 30 до 200 м).

Третий блок — восточный, в пределах которого максимальная мощность неогеновых осадков равна 65 м (Чулымская впадина).

Трем названным блокам соответствуют расположенные к северу от них три зоны в области денудации.

Курган-Ишим-Тобольская полоса слабого опускания переходит на севере в Обь-Надымскую область также слабого неустойчивого поднятия. Здесь изобазы обрисовывают Малоатлымскую моноклиналь, Тавда-Иртышскую плоскую структурную террасу, очень пологое поднятие, расположенное к северо-северо-востоку от погребенного Сургутского свода, которое оконтуривается изобазами $+50 \div +75$ м. Едъяхинское, Надымское и Танловское понижения очерчиваются изобазами $+50 \div +100$ м.

Таким образом, западный сегмент плиты представляет собой область очень слабо дифференцированных, незначительных по амплитуде знакопеременных движений.

Интересно отметить, что и в мезозойскую эру, и в палеогеновом периоде описанная область также отличалась невысоким градиентом изменения мощностей, особенно в эпохи максимальных трансгрессий.

Центральный блок интенсивного неогенового опускания — Омско-Кулундинская синеклиза — на севере сопряжен с областью резкого воздымания. В ее пределах выделяются новообразованное Кенго-Чузикское, Средневасюганское, Александровское, Пайдугинское, Сенькино-Сильгинское и другие поднятия. Вершины этих структур очерчиваются изобазами $+150 \div +250$ м, а разделяющие их понижения — изолиниями $+50 \div +100$ м.

Блоку Чулымской впадины, опускание которой было умеренным, спокойным, отвечает в области денудации зона плавного воздымания в сторону верховьев Елогуя и Таза до величин $+100 \div +150$ м.

Более сложным является неотектонический план участков плиты, прилегающих к Уралу и Пайхою на западе, к Сибирской платформе — на востоке, к Таймыру — на северо-востоке. Все элементы западного,

восточного и северо-восточного обрамления плиты испытывали в неогене энергичное воздымание (до 400—600 м). Непосредственно у подножья растущих гор формировались параллельные компенсационные линейные депрессии: на западе — Ивдель-Ляпинский прогиб и Шурышкарское понижение, на востоке — Приенисейское, а на северо-востоке — Пясинское и Усть-Енисейское понижения. В понижениях неогеновые осадки не накапливались, это были зоны также воздымавшиеся, но с меньшей амплитудой по сравнению со смежными положительными морфоструктурами.

К востоку от Ляпинского желоба вырисовывается Северо-Сосьвинское поднятие, имеющее форму вытянутого свода. Осевая зона этого поднятия расположена вдоль границы между погребенными мезозойскими структурами — Северо-Сосьвинским мостом и Березовской моноклиналью. Неотектонический свод значительно шире упомянутого моста, а его большая ось смещена на восток на 30—40 км по отношению к оси мезозойского поднятия.

Приенисейское понижение является полностью новообразованным по отношению к мезозойской Пакулихинской моноклинали; оно получило развитие над оживившейся зоной разломов, которая отделяет древнюю Сибирскую платформу от полосы байкалид Приенисейской части Западно-Сибирской плиты. В этой приразломной полосе предполагаются грабены, выполненные рифейскими толщами [83].

К западу от Приенисейского понижения вырисовывается крупное Тазовское сводовое поднятие, которое оконтуривается изобазой +200 м. В его пределах обособляются частные структуры — Усть-Тазовский, Часельский валы, Красноселькупский купол и другие, развивавшиеся унаследованно на цоколе верхнемеловых и палеогеновых поднятий.

На территории Надым-Пурского междуречья изобазы очерчивают Медвежье, Уренгойское поднятия, Хадуттейское, Танловское, Пурское понижения и другие структуры, существовавшие в позднемеловую эпоху и в палеогеновом периоде.

Очень резкое воздымание пережили Ярудейский структурный нос (незамкнутый мегавал) и Верхореченский горст на Щучинском выступе. Все перечисленные тектонические элементы фиксируются в изопахитах верхнемеловых и палеогеновых горизонтов. Их непрерывный конседиментационный рост в конце олигоцена сменился постседиментационным. Между конседиментационной и постседиментационной складчатостью не было стадии затухания, а поднятия и депрессии не переходили в погребенное состояние. Это обусловило унаследованное развитие частных структур в обстановке общей инверсии тектонического режима. Полностью унаследованными от мелового и палеогенового плана являются неогеновые поднятия Ямала и Надым-Тазовского междуречья. С некоторым смещением вершин складок развивались поднятия Усть-Енисейского района.

Амплитуды неогенового воздымания валов Надым-Тазовского междуречья (внутри замкнутых контуров изобаз) варьируют от 75 до 150 м. Абсолютные же величины их поднятия над уровнем моря составляют 250—350 м. Воздымание Верхореченского горста и Ярудейского незамкнутого мегавала достигает 450—500 м.

Темп восходящих движений заметно снижается как в южном направлении, к Среднему Приобью, так и на север, в сторону Карского

моря. Это дает основание предполагать, что под дном Карского моря ниже четвертичных образований развиты неогеновые осадочные породы.

Площадь Северного и Среднего Ямала, Обской губы, Гыданского полуострова и южной части Карского моря характеризуется слабой дифференциацией новейших тектонических движений, что сближает эту субарктическую область с районами Среднего Приобья.

§ 6. ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ ПОДЭТАЖ И СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Выше отмечалось, что верхнеплиоценовые отложения (кустанайская свита) представлены аллювием рек, стекавших с южного горного обрамления на север. Характер этого аллювия и глубокий врез кустанайских рек в миоценовые и более древние осадки указывают на энергичный подъем южной окраины плиты в конце плиоцена. Особенно значительным это воздымание было в пределах Тургайского прогиба и Чулымской впадины. Северные районы плиты испытывали активное дифференцированное поднятие в миоцене и в ранне-среднеплиоценовое время; в конце же плиоценовой эпохи и в начале антропогена расчлененный рельеф здесь был в значительной степени уже сглажен и в середине четвертичного периода произошло общее опускание северной части плиты, а в переуглубленные долины рек ингрессировало море.

По-видимому, позднеплиоцен-четвертичный тектогенез принципиально отличается от миоцен-среднеплиоценового. Это отличие выражается в общем повороте плиты относительно субширотного шарнира, примерно совпадающего с Сибирскими увалами. Территория к югу от шарнира, испытывавшая неогеновое опускание, в позднеплиоцен-четвертичное время стала подниматься под влиянием роста таких гор как Саяны, Алтай, Кузнецкий Алатау.

Территория, расположенная к северу от шарнира, наоборот, после миоцен-среднеплиоценового поднятия в конце плиоцена и в антропогене была вовлечена в общее погружение, покрывалась материковыми ледниками, между которыми существовали морские заливы Северного Ледовитого океана.

Таким образом, неотектонический этап развития Западно-Сибирской плиты разделяется на две стадии: олигоцен-среднеплиоценовую и позднеплиоцен-антропогеновую. Движения на этих стадиях в одних зонах были разнонаправленными, а в других унаследованными. Для того, чтобы оценить общий эффект дифференцированных новейших тектонических движений, была построена карта суммарной деформации среднеолигоценовой поверхности за позднеолигоцен-неогеновое и четвертичное время.

Неотектоническая схема Западно-Сибирской плиты (карта суммарной деформации среднеолигоценовой поверхности за позднеолигоцен-четвертичное время) (рис. 32). Выбор кровли среднего олигоцена в качестве базисной поверхности для построения неотектонической схемы продиктован следующими обстоятельствами.

1. В позднеолигоценовое время уже отчетливо проступает начало общей инверсии тектонического режима, наиболее ярко проявившейся в неогеновом периоде. Поэтому неотектонический этап можно «отсчитывать» с конца олигоценовой эпохи, хотя самая ранняя фаза новейших движений относится к началу олигоцена.

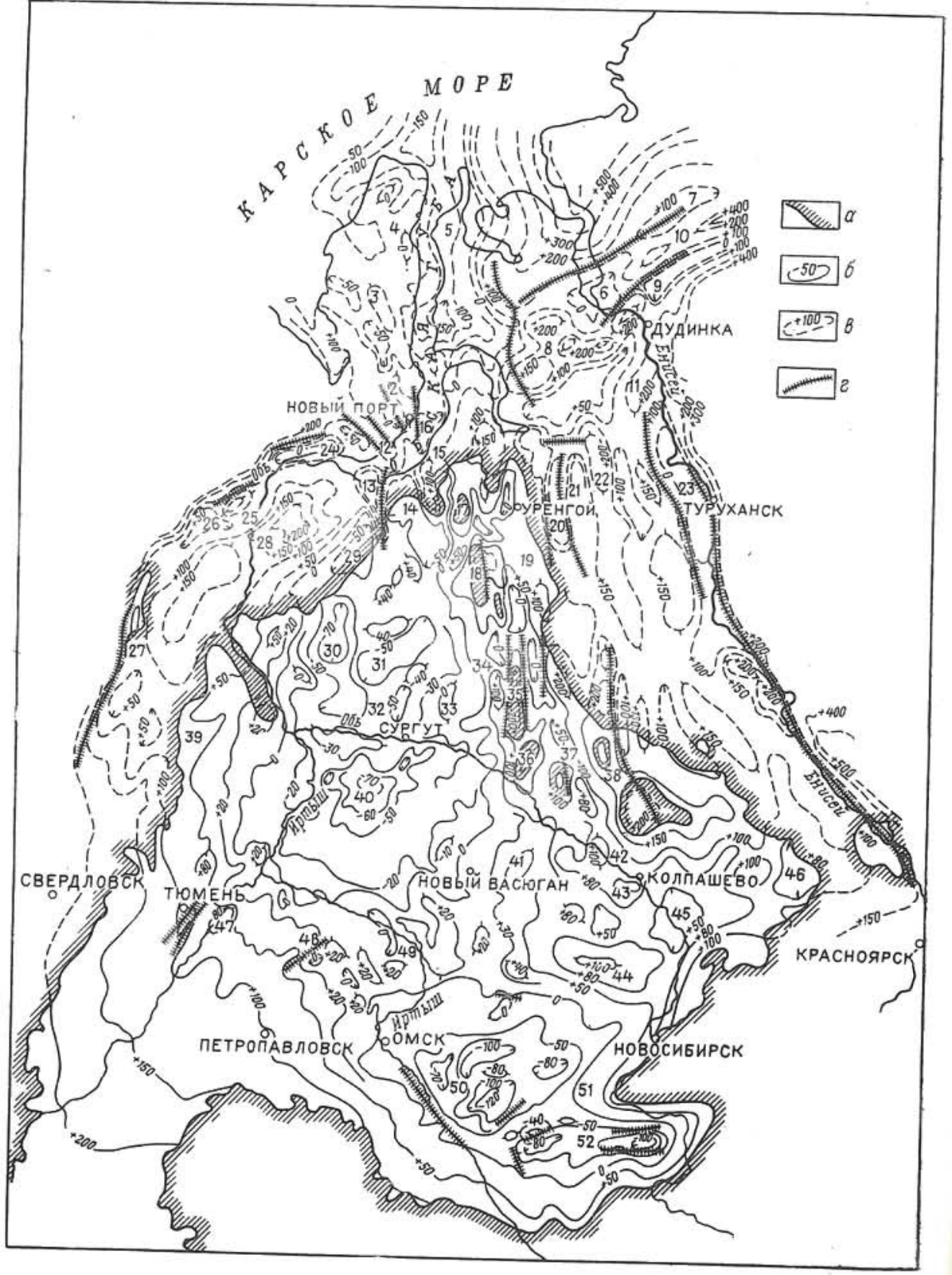


Рис. 32. Неотектоническая схема Западно-Сибирской плиты (карта суммарной деформации среднеолигоценовой поверхности за позднеолигоцен-четвертичное время). Составили М. Я. Рудкевич, В. Г. Лобода под ред. М. Я. Рудкевича, 1972.

а — внешний контур современного распространения отложений среднего олигоцена (новомихайловской свиты и ее аналогов); *б* — стратоизогипсы кровли среднего олигоцена (сечение через 50 м, дополнительные изолинии через 20 и 10 м); *в* — изолинии суммарной деформации доверхнеолигоценовой поверхности, образованной породами более древнего возраста, за позднеолигоцен-четвертичное время; *г* — флексурно-разрывные зоны, активизированные на неотектоническом этапе.

Частные структуры (цифры на карте): *1* — Таймырское поднятие (выступ); *2* — Новопортовское поднятие; *3* — Арктическое поднятие; *4* — Среднеямальское поднятие; *5* — Северо-Гыданское (Юрибейское) понижение; *6* — Усть-Енисейское понижение; *7* — Восточно-Усть-Енисейское (Агапское) понижение; *8* — Мессояхско-Танамское поднятие; *9* — Пясинское понижение; *10* — Рассохинское поднятие; *11* — Дудинское поднятие; *12* — Верхнеречненское поднятие; *13* — Шугинско-Ярудейское поднятие; *14* — Танловское понижение; *15* — Медвежье поднятие; *16* — Парусовое понижение; *17* — Ягинецкое поднятие; *18* — Пурпейское поднятие; *19* — Пурский мегапрогиб; *20* — Тазовско-Часельское поднятие; *21* — Среднетазовское понижение; *22* — Сидоровское поднятие; *23* — Приенисейское понижение; *24* — Салехардское понижение; *25* — поднятие Мужинский Урал; *26* — Тильтимское понижение; *27* — Ивдель-Ляпинский прогиб; *28* — Северо-Сосьвинское поднятие; *29* — Надымское понижение; *30* — Юильско-Тундринский прогиб; *31* — Едъяхинский прогиб; *32* — Лянторский вал; *33* — Айкаеганский купол; *34* — Варь-Еганское поднятие; *35* — Айтульский мегавал; *36* — Коликъеганско-Криволуцкое поднятие; *37* — Окуневское поднятие; *38* — Пыль-Караминско-Пайдугинское поднятие; *39* — Новотроицко-Шаимский структурный нос; *40* — Юганская впадина; *41* — Средневасюганский купол; *42* — Каргасок-Нарымский купол; *43* — Колпашевский купол; *44* — Кенго-Чузикский свод; *45* — Усть-Чулымская мульда; *46* — Среднечулымская мульда; *47* — Тобольский структурный нос; *48* — Вагай-Ишимский структурный нос; *49* — Тарская седловина; *50* — Омская впадина; *51* — Томско-Каменский выступ; *52* — Кулундинская впадина.

2. Кровля среднего олигоцена (поверхность новомихайловской свиты) сохранилась от последующего размыва намного лучше, чем стратиграфические границы верхнеолигоценовых образований.

3. Контакт между журавской и новомихайловской свитами литологически хорошо выражен и надежно выделяется на электрокаротажных диаграммах.

Методика построения карты (рис. 32) излагается ниже.

По большому числу структурно-картировочных (колонковых) скважин была составлена структурная схема кровли новомихайловской свиты и ее аналогов. Внешний контур современного распространения среднеолигоценовых осадков, установленный по данным бурения и геологической съемки, определяет область, внутри которой опорный горизонт сохранился от размыва и современная его гипсометрия отражает деформацию кровли среднего олигоцена за все последующее время — вплоть до настоящего момента.

Внутри поля сплошного развития отложений новомихайловской свиты имеются участки, в пределах которых осадки среднего олигоцена частично или полностью размыты. К западу, востоку и северу от современных контуров распространения свиты находятся широкие зоны, где новомихайловская свита была полностью уничтожена эрозией. Следовательно, такие зоны испытывали дифференцированное воздымание в позднеолигоцен-четвертичное время.

Для оценки величины воздымания и построения карты изобаз необходимо было по данным бурения и геологической съемки произвести соответствующие вычисления. Для этой цели в каждой скважине определялась абсолютная отметка кровли ближайшей к дневной поверхности стратиграфической границы. К этой абсолютной отметке прибавлялась мощность всех стратиграфических единиц до кровли среднего олигоцена. Мощность снималась с палеотектонических карт, показывающих, что в данном пункте эти образования накапливались и их отсутствие в настоящее время объясняется позднеолигоцен-четвертичной эрозией.

В ряде случаев на той или иной палеотектонической карте, используемой для оценки неотектонических движений, имеются участки внутриформационного размыва, где показано отсутствие осадков данного возраста и проведены изобазы.

При подсчете величины суммарной деформации в пределах подобных участков из цифр, характеризующих позднеолигоцен-четвертичный подъем, вычиталась амплитуда досреднеолигоценового воздымания, определяемая по изобазам на соответствующих палеотектонических картах.

В качестве примера оценки суммарной величины новейшего поднятия можно привести разрез Малоатлымской опорной скважины. Эта скважина вскрыла на отметке —210 м кровлю люлинворской свиты (эоцен). Мощность чеганской свиты (верхний эоцен? — нижний олигоцен) равна 115 м; мощности накапливавшихся, но позднее размытых, атлымской и новомихайловской свит (нижний — средний олигоцен) составляют соответственно 50 и 70 м. Просуммировав все приведенные цифры, получаем 235 м. Прибавив 235 м к абсолютной отметке исходной стратиграфической поверхности (—210 м), мы получаем как бы современную абсолютную отметку кровли среднего олигоцена, если бы она сохранилась от размыва (—210 м + 235 м = +25 м).

Изолинии суммарной деформации среднеолигоценовой поверхности дают объективную картину новейших тектонических движений. Точность построений зависит от обоснованности и детальности палеотектонических карт.

На участках, не освещенных бурением, величина суммарной деформации оценивалась более приближенно. В качестве исходных стратиграфических границ принимались кровли сеномана, верхнего мела, нижнего олигоцена и значения их абсолютных отметок снимались с соответствующих структурных карт. При этом выбор точек определялся формой поверхности: пункты отсчета на профилях выбирались как на поднятиях, так и в депрессиях.

К отметкам опорной поверхности, снятым со структурной карты в каждой точке, прибавлялись мощности всех более молодых горизонтов до кровли новомихайловской свиты. Мощности определялись по картам изопахит соответствующих интервалов разреза.

На построенной описанным способом неотектонической карте (рис. 32) видно, что в пределах области сплошного распространения олигоценовых отложений выделяются крупные впадины (Омская, Кулундинская с отметками до —100÷—120 м) и поднятия со значениями стратоизогипс кровли новомихайловской свиты +100÷+150 м (районы Томского Приобья, Тургая, Чулымской впадины и др.).

Существование структурно-расчлененной поверхности среднего олигоцена в области, где эти осадки сохранились от размыва, свидетельствует об образовании такой поверхности в самом конце олигоценовой эпохи и главным образом в неоген-четвертичное время. Если бы этот процесс активно протекал раньше, то в приподнятых зонах не сохранились бы осадки новомихайловской свиты.

Сравнение палеотектонической карты неогенового периода с описываемой схемой позволяет отметить, что амплитуда позднеолигоцен-четвертичного подъема зон Тургайского прогиба, южных бортов Омской и Кулундинской впадин, Тюмень-Тобольского Приуралья, Северо-Казахстанского склона и Чулымской депрессии варьирует в пределах 100—250 м. Эта величина уменьшается в северном направлении. На широте Среднего Приобья позднеплиоцен-четвертичные движения практически не проявились.

В северных районах плиты неогеновое воздымание сменилось четвертичным прогибанием, которое сопровождалось накоплением мощных (до 150—200 м) марино-гляциальных толщ. Поэтому карта суммарной деформации в области развития мощного антропогенового комплекса отображает менее контрастную структурную расчлененность, чем палеотектоническая схема неогенового периода.

В целом по схеме неотектоники Западно-Сибирская плита отображается в форме огромной котловины с четко выраженными приподнятыми западным, юго-западным, южным и очень широким восточным бортами. Положительные отметки среднеолигоценовой поверхности характерны для междуречья Оби и Енисея в их нижнем течении, районов Томского Приобья, Привасюганья, склона Колывань-Томской дуги и Чулымо-Енисейского водораздела. Котловина открывается на северо-запад через Ямал в сторону Карского моря, где отметки описываемой поверхности снижаются до —100 м.

Общий размах новейших движений в пределах современных границ Западно-Сибирской плиты составляет 600—700 м. Минимальные отметки (—100÷—120 м) характерны для днища Омской и Кулундинской впадин; максимальные вычислены для вершины Ярудейского мегавала (+418 м), Русского поднятия (Часельский мегавал) (+334) и гребня Малохетского мегавала (+552 м).

В области нисходящих неотектонических движений кроме Омской и Кулундинской впадин находятся Юганская депрессия, днища Ханты-Мансийской и Едъяхинской впадин. В этой же области располагаются Сургутский и Нижневартовский своды, внутри которых выделяются отдельные небольшие по амплитуде новейшие поднятия — Лянторский и Айпимский валы, Айкаеганский и Русскинский купола и др.

Суммарное новейшее опускание переживала также и Надымская впадина, в центре которой восстановленная поверхность новомихайловской свиты опущена до глубин —40÷—60 м. Отдельные линейные прогибы, оконтуриваемые изопахитами —80÷—100 м, вырисовываются на Ямале.

Таким образом, на неотектонической схеме видны две зоны господствующего погружения: субширотная Омско-Кулундинская на юге плиты и субмеридиональная Юган-Ямальская на западе. Эти зоны отделены одна от другой Тарской седловиной; самые высокие точки в центре седловины имеют отметки +20÷+30 м.

Сравнение неотектонической схемы со структурной картой по кровле юрских отложений (см. рис. 1) позволяет оценить связь новейших поднятий и депрессий с тектоническими элементами мезозойских горизонтов. В зонах активных новейших движений присутствуют частные структуры новообразованные, возрожденные и унаследованные.

К новообразованным формам относится Кенго-Чузикское поднятие и Усть-Чулымская мульда в юго-восточной части плиты. Молодой, олигоцен-неогеновый возраст имеют также Омская и Кулундинская впадины. На месте первой в юрском периоде и в позднемеловую эпоху существовали отдельные крупные мульды; в раннемеловое время Омская депрессия имела форму структурного залива, раскрытого в северном направлении. Кулундинская впадина возникла в неокоме, но до кайнозойской эры она представляла собой структурный залив. Вместе с тем отдельные поднятия II порядка внутри новообразованных

Омской и Кулундинской впадин (Купинский купол, Лозниковский вал, Тебисское поднятие и др.) развивались унаследованно от выступов фундамента.

Новообразованными являются Приенисейское понижение и поднятие Мужинский Урал. Приенисейское понижение возникло только в неогене и продолжало энергично опускаться в четвертичном периоде. Очевидно, Енисей проложил свою долину внутри молодого грабенообразного желоба.

Поднятие Мужинский Урал интересно тем, что, судя по палеотектонической карте неогенового периода, на его месте существовал незамкнутый прогиб, а на карте суммарной деформации среднеолигоценовой поверхности вырисовывается брахиантиклинальная складка, оконтуриваемая изобазами +200÷+100 м. Скважины на вершине поднятия вскрыли морские четвертичные отложения мощностью до 200 м. Подстилающие слои сеноман-альбского возраста изогнуты в антиклиналь, амплитуда которой немного меньше, чем по подошве антропогена. Очевидно, Мужинский Урал представляет собой позднечетвертичную структуру [101].

К возрожденным поднятиям, которые существовали в низах платформенного чехла и затем в середине мелового периода раскрылись в структурные носы и моноклинали, относятся Старосолдатский и Туйский валы в зоне Тарской седловины; Межовский, Горелоярский, Колпашевский и Каргасок-Нарымский купола в Томском Приобье; Пайдугинский и Пыль-Караминский мегавалы и др.

К возрожденным также относятся многие тектонические формы юго-западной и западной окраин плиты: Вагай-Ишимский, Тобольский структурные носы, Тюменский структурный залив, Новотроицко-Шаимский структурный нос, Верхнекондинский структурный залив, Ивдель-Ляпинский прогиб, Северо-Сосьвинское поднятие и др.

Унаследованно от мелового и палеогенового планов развивались Средневасюганский свод, Окуневский, Криволуцкий и Варь-Еганский валы. Неотектоническая составляющая их современной амплитуды весьма значительна — до 100—150 м, что сближает эти поднятия с возрожденными.

Унаследованными от позднемелового и палеогенового планов являются почти все частные структуры севера плиты — Пурпейский свод, Уренгойский, Медвежий, Часельский мегавалы, Русский, Арктический валы и др., но в региональном плане северная область (Обь-Тазовская синеклиза по юрским горизонтам) существенно перестроилась на неотектоническом этапе. На месте глубокой депрессии с отдельными линейными поднятиями в днище и по бортам, которая вырисовывается по кровле юры, на неотектонической карте выступают крупные высокоамплитудные поднятия, разделенные депрессиями, также воздымавшимися, но с меньшей скоростью, в неогене.

§ 7. ОБЩИЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ МЕЖДУ ЭТАПАМИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

В Западно-Сибирской провинции залежи нефти и газа встречаются в очень широком возрастном диапазоне — от нижнеюрских до коньяк-сантонских отложений. Но как уже отмечалось выше (глава I), распределение скоплений углеводородов по разрезу и по площади крайне неравномерно.

На рис. 33 показано размещение залежей углеводородов по разрезу в различных областях и районах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. (Газовые или газоконденсатные залежи в сеномане на Пеляткинской и Соленинской площадях предполагаются по промыслово-геофизическим данным).

Многопластовые месторождения нефти сосредоточены в Среднеобской области, где открыто значительное число крупных скоплений в неокомском комплексе. Гигантские залежи газа в сеноманском резервуаре сконцентрированы в районах Надым-Тазовского междуречья, где они непосредственно контролируются крупными валоподобными и куполовидными поднятиями. Для территории, охватывающей Среднее Приобье, и для площади Надым-Тазовского междуречья были построены графики изменения средней скорости прогибания во времени. Средние скорости вычислены Е. М. Максимовым объемным методом по палеотектоническим картам (табл. 3, рис. 34, 35).

Таблица 3

Изменение средней скорости погружения во времени для территорий Надым-Тазовского междуречья и Среднего Приобья

Возраст	Надым-Тазовское междуречье (площадь 186,875 км²)			Среднее Приобье (площадь 182,500 км²)		
	объем осадков, км³	средняя мощность, м	средняя скорость прогибания, мм/год	объем осадков, км³	средняя мощность, м	средняя скорость прогибания, мм/год
Неоген	—	—200*	—0,008*	—	— 51*	—0,002*
Абросимовская свита	4 129	22	0,015	6 778	37	0,025
Журавская свита	4 819	26	0,017	9 984	55	0,037
Новомихайловская свита	17 275	92	0,031	23 975	131	0,044
Атлымская свита	15 225	82	0,027	13 850	76	0,025
Чеганская свита	17 087	92	0,031	25 944	142	0,047
Эоцен	37 949	203	0,013	40 740	224	0,014
Палеоцен	43 750	234	0,021	22 300	125	0,011
Маастрихт—дат	51 594	220	0,022	22 110	121	0,012
Кампан	42 531	281	0,056	15 669	86	0,017
Коньяк—сантон	36 306	195	0,019	15 962	83	0,008
Турон	10 790	58	0,012	5 337	29	0,006
Сеноман	59 695	320	0,064	52 224	286	0,057
Альб	73 804	394	0,066	55 188	303	0,051
Верхний апт	62 891	336	0,112	52 787	290	0,097
Нижний апт	20 578	110	0,038	22 047	121	0,040
Баррем	46 219	264	0,044	39 336	216	0,036
Готерив	75 278	402	0,067	49 789	273	0,045
Верхний валанжин	50 001	269	0,090	28 018	154	0,051
Беррнас—нижний валанжин	77 776	416	0,046	49 351	270	0,030
Верхняя юра	50 381	270	0,010	20 191	111	0,004
Средняя юра	147 575	790	0,052	83 758	460	0,031
Нижняя юра	84 312	458	0,027	25 844	142	0,008

* В неогеновом периоде происходило поднятие с размывом осадков, что и отражено знаком «минус».

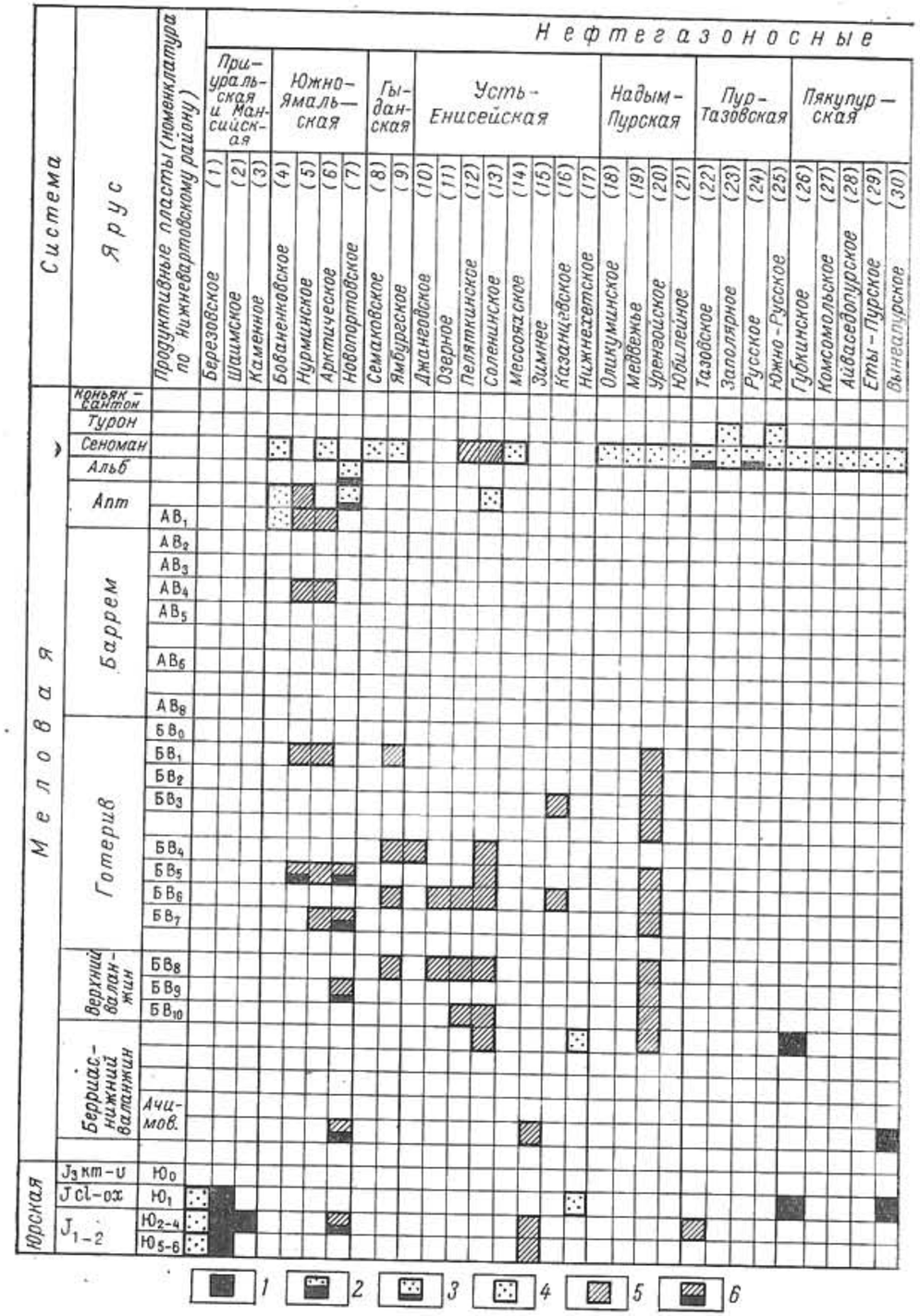
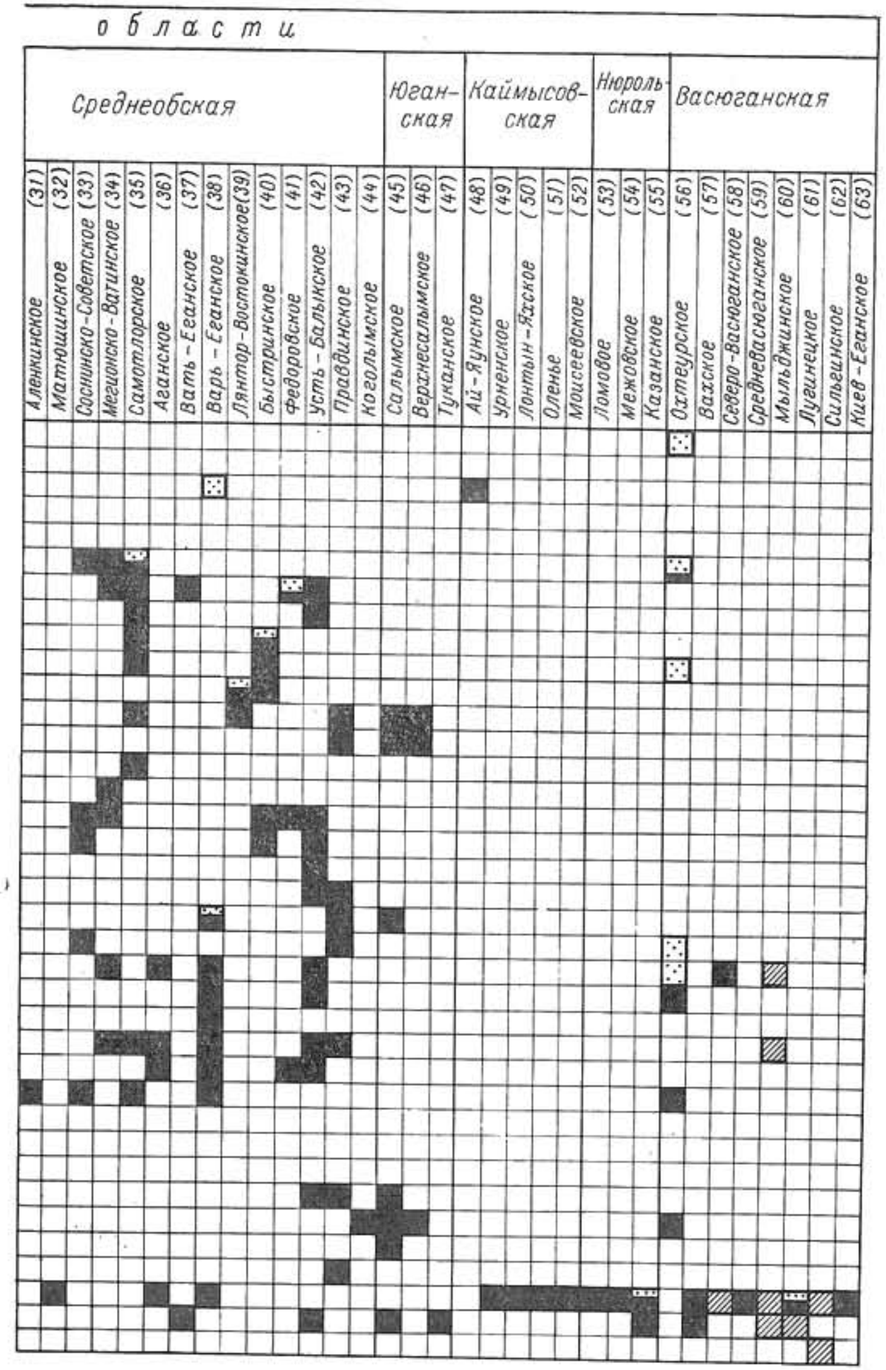


Рис. 33. Схема размещения залежей углеводородов по разрезу мезозойских отложений Западно-

Тип залежи (по составу флюидов): *1* — нефтяная; *2* — нефтяная с газовой шапкой; *3* — газовая
Цифры в скобках — номера



Сибирской провинции (по Н. Х. Кулахметову, Г. П. Мясниковой, Т. М. Онищуку и В. И. Шпиль-автора, 1972).

с нефтяной оторочкой; *4* — газовая; *5* — газоконденсатная; *6* — нефтегазоконденсатная.
месторождений на рис. 36.

Из рис. 34 видно, что скорость погружения Среднеобской области и смежных с нею участков колеблется во времени от 4 до 97 м/1 млн. лет. В неогеновом периоде здесь имело место очень слабое поднятие со скоростью 2 м/1 млн. лет.

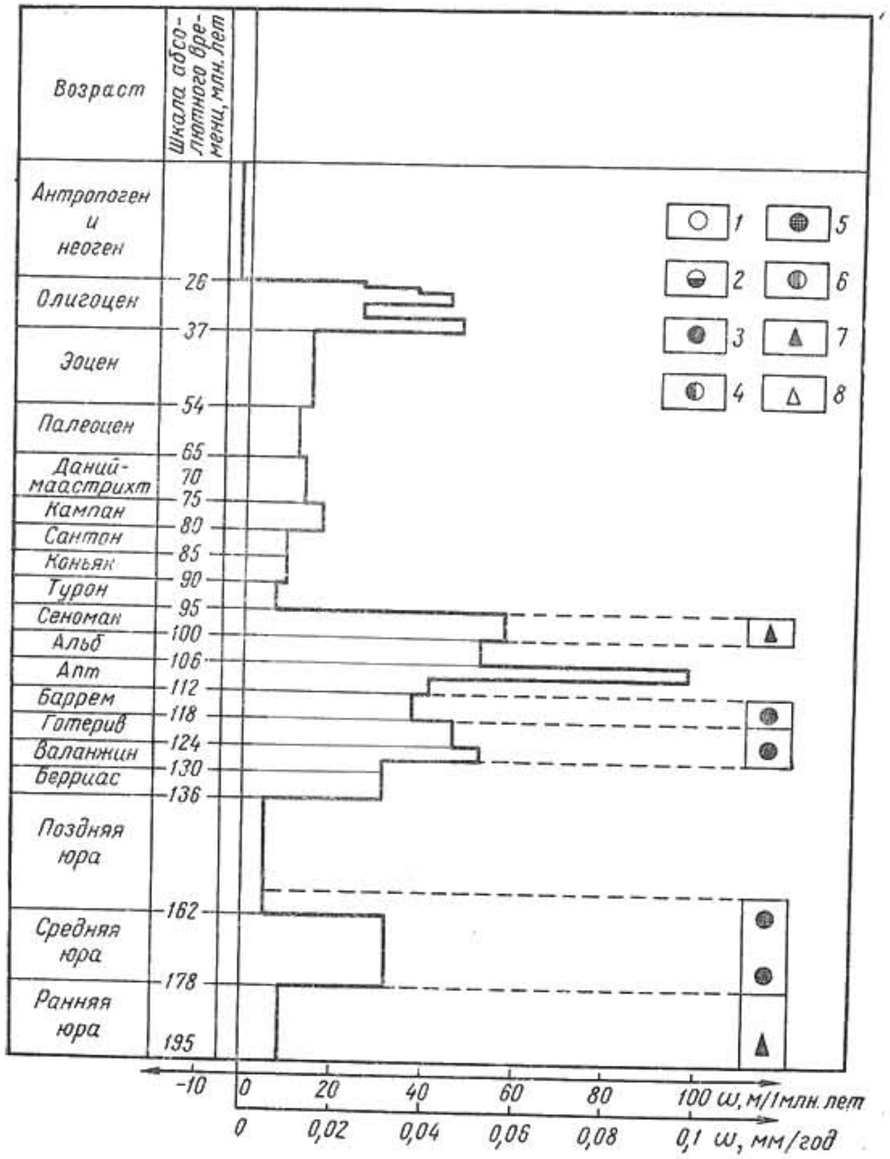


Рис. 34. График изменения во времени средней скорости прогибания для площади Среднего Приобья. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич, 1972.

Залежи: *1* — газовые; *2* — газонефтяные и нефтегазовые; *3* — нефтяные; *4* — газоконденсатные; *5* — нефтяные (предполагаемые); *6* — газоконденсатные (предполагаемые); *7* — непромышленные скопления нефти и нефтепроявления; *8* — непромышленные скопления газа.

В изменении скорости опускания видна определенная ритмичность: этапы замедленного погружения чередуются с фазами энергичного прогибания. На фоне такой ритмичности проступает общая закономерность в изменении скорости опускания на протяжении всего платформенного цикла развития. В целом скорость прогибания Среднеобского

сегмента земной коры нарастает от раннеюрской эпохи до середины мелового периода, затем снижается в конце мела и в палеогене. В неогене происходит слабое поднятие.

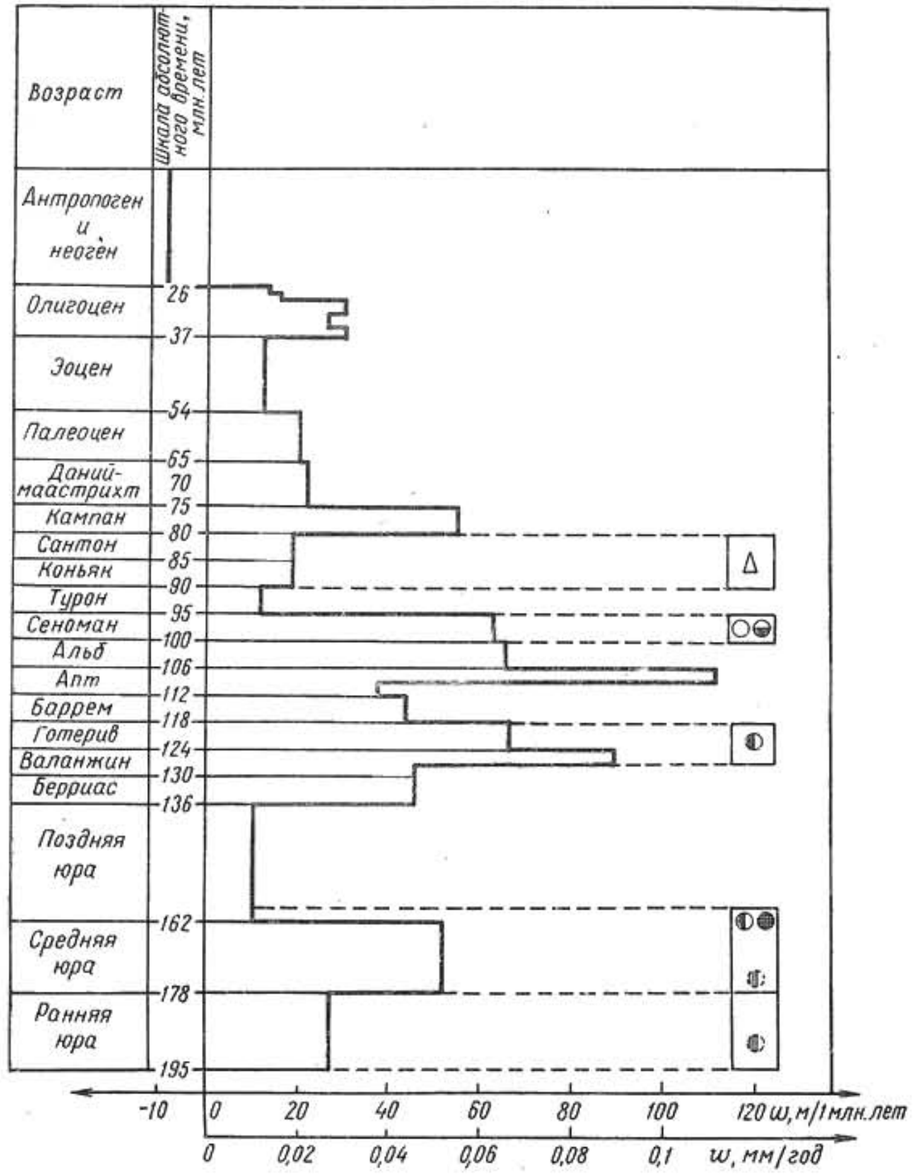


Рис. 35. График изменения во времени средней скорости прогибания для площади Надым-Тазовского междуречья. Составили Е. М. Максимов, М. Я. Рудкевич, 1972.

Условные обозначения см. на рис. 34.

Каждый этап развития, которому в разрезе соответствует структурный подэтаж, имеет свои минимум и максимум опускания.

Юрский этап характеризуется низкой скоростью погружения в лейасе (8 м/1 млн. лет), значительным увеличением темпа опускания в доггере (до 35 м/1 млн. лет) и новым спадом тектонической активности в мальме (4 м/1 млн. лет).

Берриас-сеноманский этап отличается от юрского значительно более высокой напряженностью движений с колебаниями скоростей погружения от 30 до 97 м/1 млн. лет. Минимум падает на берриас-ранневаланжинское время, максимум — на вторую половину аптского века.

Турон-датскому этапу свойственны низкие скорости опускания (6—17 м/1 млн. лет). Максимум приходится на кампанский век.

На палеогеновом этапе низкая скорость сохраняется в палеоценовую и эоценовую эпохи (12—14 м/1 млн. лет). В олигоцене резко усиливается прогибание (до 45 м/1 млн. лет), что отражает начало неотектонической активизации. Прогибание «скачком» прекращается на рубеже палеогенового и неогенового периодов и сменяется активным поднятием.

Залежи нефти в Сургутском и Нижневартовском районах присутствуют в среднеюрских отложениях и в основании разреза верхнеюрских глин (васюганская глина). Кимеридж-волжская толща битуминозных аргиллитов, образовавшаяся в условиях очень медленного недифференцированного и некомпенсированного опускания, играет роль регионального флюидоупора между юрским и неокомским проницаемыми комплексами.

В нижнемеловых отложениях небольшие скопления нефти известны в берриас-нижневаланжинских существенно глинистых породах (ачимовская песчано-алевритовая толща), тогда как крупные и уникальные по запасам залежи присутствуют в верхневаланжинских резервуарах (горизонты $БС_{10}$, $БВ_8$), в готериве (пласты $БС_{1-2}$, меньше $БС_{3-5}$ и $БС_6$) и в барреме (пласты $АВ_{1-5}$, меньше $АС_{7-10}$).

Апт-сеноманский проницаемый комплекс (выше алымской и кошайской свит нижнего апта) в Среднем Приобье представлен мощной (до 800—1000 м) алеврито-песчаной толщей, не имеющей внутренних глинистых пачек, выдержанных по простиранию. Эта толща содержит растворенный в воде метановый газ и только на одной площади (Ай-Яунское поднятие на Верхнедемьянском своде) в ней была обнаружена непромышленная залежь тяжелой смолистой нефти в сеноманском горизонте, под туронской региональной покрышкой.

Юрский комплекс Западно-Сибирской провинции характеризуется очень высоким содержанием органического углерода (2,75% на глинистую породу в тюменской свите и 5,76% в глинистых отложениях волжского яруса) и хлороформенного битумоида (0,25 и 0,47% соответственно в тех же отложениях).

В глинах верхнего валанжина и готерива — баррема содержание органического углерода колеблется в пределах 0,50—0,77%, а хлороформенного битумоида — 0,007—0,023% [35]. Следовательно, общее количество рассеянного органического вещества и нефтяного битумоида, приходящееся на весовую единицу породы, в юрских отложениях в 10 раз выше, чем в неокомских.

В юрском комплексе установлены многочисленные нефтепроявления (почти любая скважина в Среднем и Нижнем Приобье при опробовании дает малодебитные притоки нефти). Но крупных залежей в этих отложениях не открыто. Наоборот, в неокоме значительно меньше «рассеянной» нефти, но исключительно высока ее промышленная концентрация.

Если значительная масса рассеянных в мезозойской толще битумоидов заключена в юрском комплексе, то подавляющая часть промышленных запасов нефти сосредоточена в относительно мало битуминозных меловых отложениях.

График изменения во времени средней скорости погружения для Надым-Тазовского междуречья (рис. 35) в целом сходен с графиком для Среднего Приобья, но есть и отличия:

1) скорость погружения северных районов на всех отрезках юрского и раннемелового времени (включая сеноманский век) выше на 30—50%;

2) скорость прогибания Надым-Тазовского междуречья на турон-датском этапе была не только намного выше, чем в Среднем Приобье, но и отличалась резкими колебаниями при переходе от одного века к другому, т. е. погружение здесь было высоко дифференцированным, прерывавшимся в отдельных зонах активным воздыманием. Последнее сопровождалось энергичным ростом положительных структур.

3) северные районы плиты пережили относительно резкое воздымание в неогеновом периоде — со скоростью около 10 м/1 млн. лет, тогда как Среднее Приобье поднималось весьма незначительно — со средней скоростью 2 м/1 млн. лет.

В обеих частях плиты отмечаются синхронные максимумы и минимумы опускания на каждом этапе развития. Принципиальные различия двух сравниваемых территорий проступают на турон-датском и неогеновом этапах: в позднемеловую эпоху северные районы испытывали значительно более интенсивное и резко дифференцированное погружение, а в неогене — очень активное воздымание.

Скопления углеводородов в Надым-Тазовском междуречье установлены в тех же комплексах, что и в Среднем Приобье. Но в неокоме здесь преобладают не нефтяные, а газоконденсатные залежи, которые встречаются только в ловушках, испытывавших активный рост в раннемеловую эпоху. В апт-сеноманском комплексе открыты гигантские залежи природного газа, главным образом «сухого», метанового. В ряде залежей присутствуют нефтяные оторочки, а на Русской площади — залежь нефтегазовая. Нефть, как и на Ай-Яунской площади, тяжелая, смолистая с преобладанием нафтенов в низкокипящих фракциях.

Юрский комплекс не разведан. Газоконденсатная залежь в его кровле выявлена на Тазовской площади, но в юрских отложениях в равной степени можно ожидать скопления легкой нефти.

Из рассмотрения рис. 33, 34, 35 со всей определенностью вытекают следующие выводы.

1. Нефтеобразование протекало лишь в тех толщах, которые накапливались в эпохи ускоренного прогибания.

2. Крупные залежи нефти присутствуют в толщах, которые не только образовались в условиях энергичного погружения, но и продолжали опускаться с относительно высокой скоростью еще 3—4 века. Действительно, в Среднем Приобье самые молодые промышленные скопления нефти разведаны в кровле баррема — подошве апта (пласты $АВ_{1-5}$). Они перекрыты отложениями аптского, альбского и сеноманского ярусов общей мощностью до 1000—1100 м, которые накапливались с той же высокой скоростью, что и горизонть. неокома

В кровле сеномана отмечены лишь непромышленные нефтепроявления, так как вышележащие слои турон-датского подэтажа образовались в обстановке очень медленного недифференцированного опускания.

3. Присутствие в неокомском комплексе Надым-Тазовского междуречья газоконденсатных скоплений и гигантских газовых залежей в сеноманском резервуаре можно связывать со значительным и дифференцированным погружением этой территории в позднемеловую эпоху и в палеогеновом периоде, сменившимся активным воздыманием в позднеолигоценовое время и в неогеновом периоде. Роль неотектонического этапа в газонакоплении рассмотрена ниже (см. главу III § 3).

Приуроченность скоплений углеводородов и особенно нефти к осадочным комплексам, образовавшимся в условиях устойчивого погружения, хорошо согласуется с основными положениями «Учения о нефти» академика И. М. Губкина [41]:

а) быстрое опускание дна бассейна способствует накоплению мощных осадочных серий и захоронению органического вещества;

б) погружение с большой скоростью обычно является дифференцированным и сопряжено со столь же энергичным воздыманием в областях сноса. Это приводит к формированию мощных проницаемых комплексов, в которых перемежаются песчаные и глинистые осадки;

в) дифференцированное погружение является главной причиной конседиментационной складчатости. Оно создает крупные платформенные структуры, оказывает влияние на фациальные изменения по простиранию, вызывает перепады давлений, необходимые для миграции флюидов;

г) последующее (в продолжение нескольких веков) столь же энергичное и дифференцированное опускание обеспечивает «созревание» микронефти в резервуарах, дальнейший рост структур, увеличение градиентов перепада давлений, вторичную миграцию и формирование промышленных залежей.

Неравномерная концентрация углеводородов внутри перспективных областей и районов в значительной степени обусловлена процессами развития положительных и отрицательных структур различных порядков. При этом ловушками углеводородов служат главным образом конседиментационные поднятия, образующиеся на бортах впадин или на крупных выступах внутри них в зонах относительно резких перепадов мощностей.

Проведенный палеотектонический анализ с учетом фактического материала по открытым месторождениям дает основание внести существенные коррективы в районирование Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

В предлагаемой схеме такого районирования (рис. 36) более строго и последовательно выдержаны тектонический и формационный критерии контроля нефтегазоносности недр.

На схеме (рис. 36) выделены нефтегазоносные области прибортовых гомоклиналей, внутриплитных впадин, внутренних сводовых поднятий, внутренних прогибов, сопряженных с контрастными линейными поднятиями.

Каждая из четырех групп нефтегазоносных областей отличается своими, присущими только данной группе, особенностями геологического строения, истории развития, господствующими типами залежей и т. п.

Типичным представителем областей прибортовых гомоклиналей является Приуральская. В ее пределах нефтегазоносны юрские отложения в зоне их регионального выклинивания со структурно-литологическими залежами в базальных песчаниках верхней юры на склонах выступов фундамента.

Области внутренних впадин характеризуются устойчивым, сравнительно слабо дифференцированным погружением в продолжение мезозойской и кайнозойской эр.

В их пределах наиболее активно протекают процессы нефтегазообразования и миграции флюидов в сторону бортов депрессий и смежных сводов. Поэтому во впадинах доминируют литологические залежи в мощной толще ритмично чередующихся, невыдержанных по простиранию песчаников, алевролитов и аргиллитов нижней — средней юры. В разрезе неокома здесь либо преобладают глины (Мансийская область), либо присутствуют песчано-глинисто-алевритовые комплексы, внутри которых горизонты проницаемых пород и флюидоупоров не имеют четких кровли и подошвы и не выдержаны по простиранию, что благоприятствует миграции углеводородов в сторону сводов. Поэтому в неокомском комплексе впадин также преобладают литологические и структурно-литологические залежи.

Нефтегазоносные области внутренних поднятий связаны с крупными положительными структурами, развивавшимися в процессе общего погружения и осадконакопления. Своды, однако, в отличие от впадин, в отдельные отрезки времени становились отмелями в морском бассейне, а отдельные вершины даже периодически выходили из-под уровня водной поверхности. Поэтому разрез мезозойских отложений (особенно неокомского надъяруса) некоторых сводовых поднятий отличается крупной ритмичностью, чередованием мощных песчаных и песчано-глинистых тел с пачками тонкоотмученных глин. Здесь присутствует значительное количество выдержанных по простиранию пластовых резервуаров и покрышек, что благоприятствует латеральной миграции и формированию крупных сводовых залежей.

Особое положение занимают области внутренних прогибов и сопряженных с ними линейных поднятий — Пякупурская, Надым-Пурская, Гыданская, Пур-Тазовская и Усть-Енисейская. Они выделяются на обширном пространстве Надым-Енисейского междуречья. По поверхности складчатого фундамента это огромная синеклиза, в днище которой максимальная мощность недислоцированных осадочных пород мезозоя и, возможно, верхнего палеозоя оценивается в 10—15 км [36, 60, 100].

В ранне-среднеюрское время синеклиза испытывала сравнительно слабо дифференцированное погружение. Ее бортами служили погребенный Урал, западный край Сибирской платформы и субширотный уступ Сибирских увалов. Расчленение этой депрессии системой преимущественно субмеридиональных прогибов и валов началось на рубеже юрского и мелового периодов, формирование же высокоамплитудных линейных поднятий завершилось в конце олигоцена и в миоцене.

Огромная мощность осадочного выполнения, длительное и в целом устойчивое прогибание предопределили очень широкий стратиграфи-

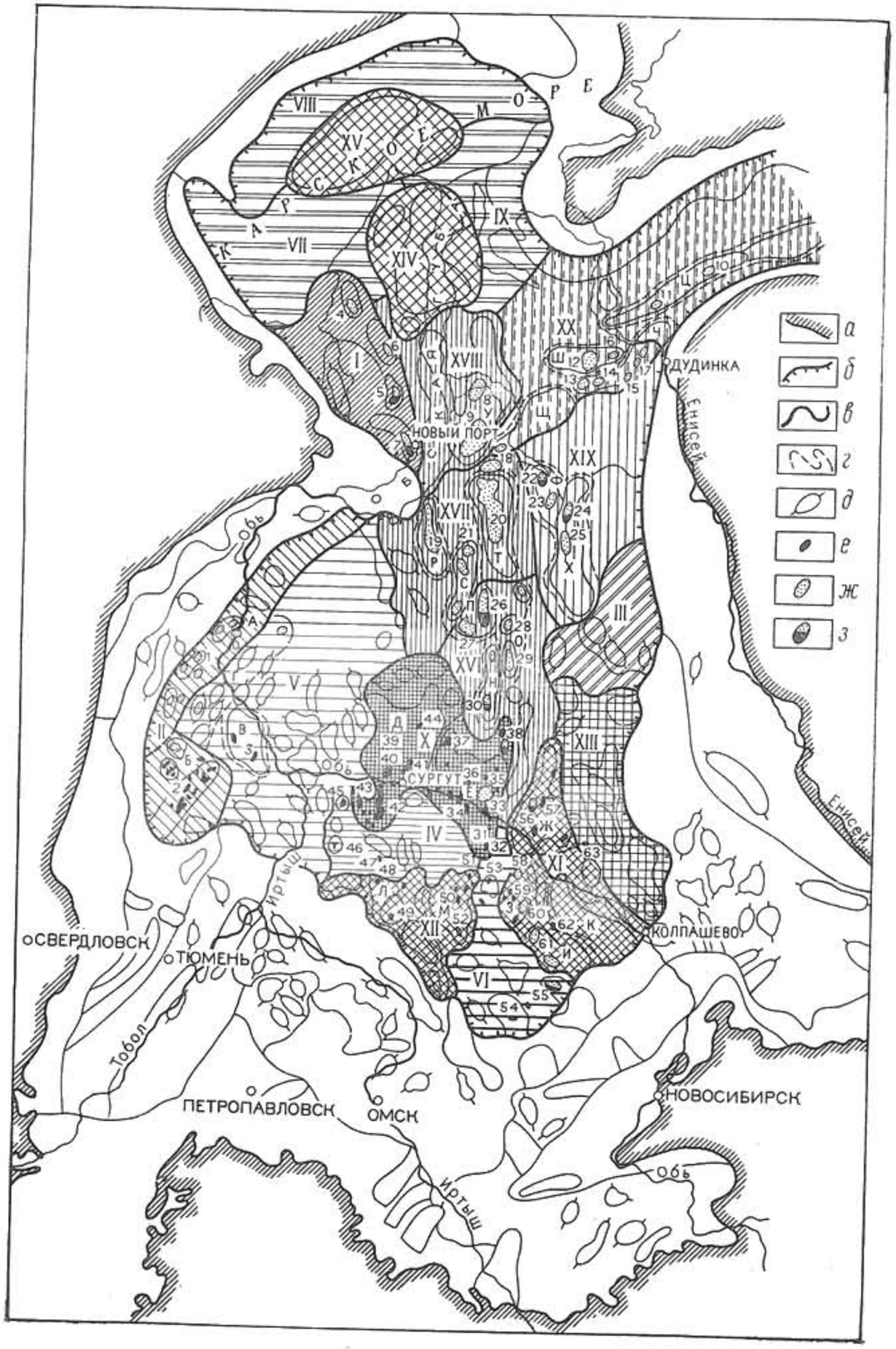


Рис. 36. Схема районирования Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Составил М. Я. Рудкевич, 1972.

а — границы Западно-Сибирской плиты; *б* — внешний контур территории с установленной и предполагаемой промышленной нефтегазоносностью (границы провинции); границы: *в* — нефтегазоносных областей, *г* — районов, *д* — контуры некоторых поднятий I и II порядков; месторождений, *е* — нефтяные, *ж* — газовые и газоконденсатные, *з* — нефтегазовые, газонефтяные и нефтегазоконденсатные. Названия месторождений — арабские цифры на карте — см. на рис. 33.

Нефтегазоносные области прибортовых гомоклиналей. *I* — Южно-Ямальская газонефтеносная; залежи газа и конденсата, реже нефти преимущественно пластовые сводовые в юрском, неокомском и апт-сеноманском комплексах. *II* — Приуральская нефтегазоносная; районы: *А* — Березовский газоносный, *Б* — Шаимский нефтеносный; залежи преимущественно структурно-литологические в юрском комплексе. *III* — Красноселькупская предполагаемая газонефтеносная, возможны залежи нефти, газа и конденсата в юрском, газа и конденсата в неокомском и газа в апт-сеноманском комплексах.

Нефтегазоносные области внутриплитных впадин. *IV* — Юганская нефтеносная; залежи преимущественно литологические в юрском и неокомском комплексах; *V* — Мансийская нефтегазоносная; районы: *В* — Красноленинский нефтеносный (залежи структурно-литологические в юрском комплексе, небольшие скопления нефти пластовые сводовые и структурно-литологические в аптском подкомплексе), *Г* — Шеркалинский газоносный (залежи структурно-литологические в юрском комплексе). *VI* — Нюрольская нефтегазоносная; залежи структурно-литологические и литологические в юрском комплексе. Предполагаемые нефтегазоносные: *VII* — Южно-Карская, *VIII* — Приновоземельская, *IX* — Юрибейская; возможны залежи литологические и пластовые сводовые в юрском, неокомском и апт-сеноманском комплексах.

Нефтегазоносные области внутренних сводовых поднятий. *X* — Среднеобская нефтегазоносная; районы: *Д* — Сургутский, *Е* — Нижневартовский (залежи преимущественно сводовые в юрском и неокомском комплексах, в северных зонах присутствуют скопления нефти с газовыми шапками). *XI* — Васюганская нефтегазоносная; районы: *Ж* — Александровский, *З* — Средневасюганский, *И* — Пудинский, *К* — Сенькино-Сильгинский; залежи нефти, газа и конденсата преимущественно структурно-литологические в юрском комплексе, присутствуют небольшие скопления нефти в низах неокома. *XII* — Каймысовская нефтеносная; районы: *Л* — Верхнедемьянский, *М* — Каймысовский; залежи преимущественно структурно-литологические в юрском комплексе. *XIII* — Пайдугинская нефтегазоносная; залежи нефти, газа и конденсата структурно-литологические в юрском комплексе. Предполагаемые нефтегазоносные: *XIV* — Среднеямальская, *XV* — Карская; возможны пластовые сводовые залежи нефти, конденсата и газа с преобладанием скоплений жидких углеводородов в юрском и неокомском комплексах, газа — в апт-сеноманском комплексе.

Нефтегазоносные и газонефтеносные области внутренних прогибов и сопряженных с ними контрастных линейных поднятий. *XVI* — Пякупурская; районы: *Н* — Вынгапурский; *О* — Еты-Пурский, *П* — Пурпейский. *XVII* — Надым-Пурский; районы: *Р* — Медвежий, *С* — Верхнетанловский, *Т* — Уренгойский. *XVIII* — Гыданская; *У* — Гыданский район. Залежи нефти, газа и конденсата преимущественно структурно-литологические в юрском комплексе, залежи газа, нефти и конденсата пластовые сводовые в неокомском комплексе, залежи газа массивные в сеноманском подкомплексе. *XIX* — Пур-Тазовская; районы: *Ф* — Усть-Тазовский, *Х* — Часольский; залежи нефти, газа и конденсата структурно-литологические в юрском комплексе, залежи газа и нефти пластовые сводовые в неокомском комплексе, массивные и пластовые сводовые в сеноманском подкомплексе, возможны литологические залежи нефти в неокоме в прогибах. *XX* — Усть-Енисейская; районы: *Ц* — Рассохинский, *Ч* — Малохетский, *Ш* — Танамский, *Щ* — Мессовский; залежи газа и конденсата структурно-литологические в юрском, пластовые сводовые в неокомском комплексах, залежи газа массивные в сеноманском подкомплексе, возможны литологические залежи нефти в юрском и неокомском комплексах.

ческий диапазон нефтегазоносности, охватывающий юрскую и почти всю меловую системы.

С другой стороны, сложный, многофазный характер платформенной складчатости, миграция главных центров погружения во времени, наличие крупных зон поднятий, отличающихся друг от друга по времени наиболее энергичного роста, а также активное проявление позднеолигоцен-неогенового воздымания обусловили неравномерное распределение залежей углеводородов по разрезу и преобладание газовых и газоконденсатных скоплений над нефтяными.

Общей особенностью всех областей рассматриваемой группы является присутствие крупных и уникальных по запасам массивных залежей газа в сеноманском резервуаре. Их образование в очень большой степени связано с неотектонической активизацией территории Надым-Енисейского междуречья.

ГЛАВА III

ДЕЛЕНИЕ ЗАМКНУТЫХ ПОДНЯТИЙ В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ ПО ИСТОРИИ ИХ РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

§ 1. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДНЯТИЙ I И II ПОРЯДКОВ

Палеотектонические карты, описанные выше (рис. 7—32), позволяют разделить многие замкнутые поднятия I и II порядков по характеру их конседиментационного роста и выявить зоны размещения однотипных структур.

В качестве классификационных признаков принимаются (табл. 4): 1) время заложения поднятия; 2) характер развития (непрерывный или прерывистый рост структуры); 3) время роста поднятия с указанием главных фаз усиления конседиментационной или постседиментационной складчатости.

По первому признаку положительные структуры разбиваются на группы; по второму — на типы. Группы и типы включают в себя классы, которые выделяются по признаку продолжительности складкообразования. Для структур прерывистого развития признаком класса служит также время усиления роста складки в процессе энергичного прогибания или активного дифференцированного воздымания.

Почти все поднятия южной половины плиты, а также многие структуры Сибирского Приуралья получили развитие над эрозионно-тектоническими выступами фундамента. На склонах выступов выклиниваются горизонты нижней, а местами и средней юры. Следовательно, структуры подобного рода существовали во время накопления нижне-среднеюрских осадков. Их можно относить к поднятиям доюрского или ранне-среденюрского заложения.

Очевидно, что в центрально-северных районах плиты, на территории Надым-Енисейского междуречья, где мощность нижне-среднеюрских отложений превышает 1—1,5 км и достигает в отдельных зонах 2—3 км, большинство валообразных поднятий (Медвежье, Уренгойское, Малохетское и др.) заложилось не раньше позднеюрской

эпохи. Это не означает, что на указанной территории отсутствуют положительные структуры древнего (доюрского или раннеюрского) заложения. Но они, по-видимому, не находят отражения в меловых горизонтах и перешли в разряд погребенных складок еще до позднеюрской трансгрессии. Вероятно, какая-то часть таких поднятий возродилась в раннемеловую эпоху.

Однако в зонах, где мощность нижне-среднеюрских отложений превышает 2—2,5 км, т. е. где скорость прогибания была весьма высокой, конседиментационные складки успели завершить свое формирование к концу среднеюрской эпохи. Новые, обычно приразломные валы в таких зонах наметились на рубеже юрского и мелового периодов или позднее над зонами ранне-среднеюрских прогибов или моноклиналей, осложненных уступами. Примерами подобных складок служат Рассохинский и Малохетский валы, инверсионная природа которых установлена бурением.

Поднятия древнего (т. е. ранне-среднеюрского) заложения (группа А) включают в себя складки двух типов: тип A_1 охватывает структуры непрерывного конседиментационного роста, тип A_2 — складки неравномерного, прерывистого роста (табл. 4).

Точно так же поднятия более молодого (позднеюрско-неокомского) заложения разделяются на два типа: $Б_1$ — непрерывного и $Б_2$ — прерывистого роста.

В развитии структур второй группы с большей или меньшей интенсивностью проявились процессы постседиментационной складчатости, обусловленной неравномерным и дифференцированным активным воздыманием северной половины плиты в конце олигоцена и в неогеновом периоде.

Замкнутые поднятия разделяются на I—XI классы по времени их роста (табл. 4).

Структуры I класса достигли 60% современной амплитуды в конце юрского периода. В неокоме их рост продолжался, но был неустойчивым; некоторые складки в готерив-барремское время раскрывались в структурные носы. На апт-сеноманском этапе почти все крупные поднятия I класса перешли в погребенное состояние. Отдельные структуры возродились в измененных границах во время олигоцен-неогеновой активизации тектонических движений. К структурам описанного класса относятся Пайдугинский мегавал, Сенькино-Сильгинский мегавал, большинство куполов внутри Чулымской впадины, Калачинское, Георгиевское, Полтавское и другие поднятия в пределах Омской депрессии.

Поднятия I класса обычно малоперспективны, что объясняется неотчетливым их ростом в меловом периоде. Залежи нефти, которые встречаются в пределах таких структур, приурочены только к юрскому комплексу и принадлежат скоплениям литологического или структурно-литологического типов.

Поднятия II класса также развивались энергично в юрском периоде. Но в неокоме темп их конседиментационного роста не только не снизился, но, наоборот, заметно возрос, так как к концу барремского века структуры II класса достигли 80% современной амплитуды (против 40—50% в конце юрского периода), а продолжительность неокомского времени в 2,5—3 раза меньше, чем юрского периода.

Таблица 4

Кинематическая классификация замкнутых поднятий I и II порядков

Группа	Тип	Класс	Некоторые численные показатели роста структур	Возраст нефтегазоносных комплексов	Преобладающее фазовое состояние углеводородов в залежах	Примеры
А. Доюрского или раннесреднеюрского заложения	A_1. Непрерывного роста	I. Преимущественно юрского роста	Амплитуда (по подошве чехла) в конце юры—60%, в конце неокома—85% от современной	Малодебитные залежи в J_{2-3}	Нефть	Пайдугинский мегавал
		II. Юрского и неокомского роста	Амплитуда в конце юры—40—50%, в конце неокома—80%, в конце альба—90—95% от современной	Залежи в J_{2-3}, нефтепроявления в Cr_1 пс—ар^1	Нефть	Красноленинский свод
		III. Юрского и раннемелового роста (до сеноманского века включительно)	Амплитуда в конце юры—35—40%, в конце неокома—70—75%, в конце сеномана—80—90% от современной	Залежи в J_{2-3}, Cr_1 пс—ар^1	Нефть	Сургутский, Нижневартовский своды
А.	A_2. Прерывистого роста	IV. Юрского и мелового роста с усилением в Cr_1 v$_1$, Cr_2 и Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—25—30%, неокома—35%, сеномана—40%, мела—60% от современной. Прирост амплитуды за олигоцен-неогеновое время—40% от современной	Залежи в J_{2-3}, Cr_1 пс, Cr_2 cm	Нефть и газоконденсат в J—Cr_1 пс; газ в Cr_2 cm	Варьеганский вал
		V. Юрского и мелового роста с усилением в Cr_{1-2} ар—cm и Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—30%, неокома—35%, сеномана—60%, мела—70% от современной. Прирост амплитуды за олигоцен-неогеновое время 25% от современной	Залежи в основном в J_{2-3}, реже—в Cr_1 v	Нефть, газоконденсат в J_{2-3}, Cr_1 v	Александровский, Средневасюганский своды
		VI. Юрского, мелового и палеогенового роста с усилением в Cr_{1-2} ар—cm, Cr_2 и Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—25—30%, неокома—30—35%, сеномана—60%, мела—75—80% от современной. Прирост амплитуды за олигоцен-неогеновое время 25—30% от современной	Залежи в J_3, Cr_1 v, Cr_2 cm—st	Нефть в J_3—Cr_1 v; газ в Cr_2 cm—st	Пурпейский свод

Продолжение табл. 4

Группа	Тип	Класс	Некоторые численные показатели роста структур	Возраст нефтегазоносных комплексов	Преобладающее фазовое состояние углеводородов в залежах	Примеры
		VII. Юрского, мелового и кайнозойского роста с резко выраженными фазами усиления в J_{1-2} и Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—50%, сеномана—50%, мела—60% от современной. Прирост амплитуды за олигоцен-неогеновое время 30—40% от современной	Малоперспективны. Могут быть залежи в J_{1-2}	Возможна нефть в J_{1-2} в литологических и структурно-литологических ловушках	Ярудейский вал
Б. Позднеюрско-неокомского заложения	$Б_1$. Непрерывного конседиментационного роста с олигоцен-неогеновой постседиментационной активизацией	VIII. Позднеюрского, мелового и палеогенового роста с незначительной активизацией в Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—20%, неокома—40%, сеномана—60%, мела—80%, эоцена—90% от современной	Слабо изучены. Залежи в J_3, Cr_1 пс, Cr_1 ар—al, Cr_2 cm	Нефть, газоконденсат в J_3, Cr_1; газ в Cr_2 cm	Среднемессояхский мегавал, Среднеямальский свод
		IX. Позднеюрского, мелового и палеогенового роста с умеренной активизацией в Pg_3—N	Амплитуда в конце юры 15%, неокома—40%, сеномана—50%, мела—70%, эоцена—75% от современной	Залежи в J_3, Cr_1 пс, Cr_1 ар—al, Cr_2cm	Преимущественно газоконденсатные скопления в J_3 и Cr_1; газовые в Cr_2 cm	Арктический вал
		X. Позднеюрского, мелового, палеогенового роста с большой активизацией в Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—20%, неокома—40%, сеномана—50%, мела—60% от современной. Прирост амплитуды за олигоцен-неогеновое время свыше 30% от современной	Залежи в J_{2-3}, Cr_1 пс, Cr_2 cm	Газоконденсатные скопления в J_{2-3} (предположительно), Cr_1 пс, газ в Cr_2 cm	Уренгойский мегавал
	$Б_2$. Прерывистого роста	XI. Мелового, палеогенового роста с главными фазами в Cr_2, Pg_1 и Pg_3—N	Амплитуда в конце юры—0—5%, сеномана—6—10%, мела—35%, палеоцена—50% от современной. Прирост амплитуды за олигоцен-неогеновое время 50% от современной	Залежи в Cr_2 cm	Газ, нефть	Часельский мегавал

В этот класс поднятий входят Красноленинский свод, Горело-Ярский, Пудинский, Лавровский, Нововасильевский и другие купола, осложняющие Каймысовский свод, Омскую, Нюрольскую, Николаевскую и Юганскую впадины, а также купола и мелкие валы, осложняющие Березовскую моноклиналь и Шаимский структурный нос.

Поднятия II класса обычно размещаются к северу от участков, где доминируют структуры I класса, тяготея к зонам относительно больших мощностей юры и нижнего мела. Конседиментационный рост описываемой категории складок ослабевает в апт-сеноманское время и полностью прекращается в позднемеловую эпоху. Структуры II класса нефтеносны в юрском комплексе, хотя большое количество ловушек обводнено.

III классу принадлежат поднятия ранне-среднеюрского заложения, относительно равномерного конседиментационного роста в юрском периоде и в раннемеловую эпоху. Слабый рост некоторых структур возобновляется в олигоцене — неогене. Амплитуда складок к концу сеномана достигает 80—90% от современной. В III класс входят Сургутский и Нижневартовский своды, Урненский купол на севере Верхнедемьянского крупного поднятия и Нововасюганский вал в приосевой зоне Каймысовского свода.

Поднятия III класса контролируют наиболее богатые нефтеносные районы в центре Западно-Сибирской плиты — Сургутский и Нижневартовский. Залежи нефти присутствуют в юрском и неокомском комплексах, причем разведанные запасы меловой нефти в 8—10 раз превосходят промышленные запасы юрских отложений в этих же районах.

Поднятия, относящиеся к типу прерывистого роста (A_2), разделяются на четыре класса (IV—VII).

В IV класс входят складки, развивавшиеся неравномерно: они энергично росли в берриас-валанжинское время и в позднемеловую эпоху, тогда как в готериве — барреме и на апт-сеноманском этапе амплитуда структур возрастала крайне незначительно. Многие поднятия пережили активный рост в конце олигоцена и в неогеновом периоде, когда их высота увеличилась вдвое. К структурам IV класса относится Варь-Еганский вал. Поднятия IV класса содержат залежи нефти и газоконденсата в юрском и неокомском комплексах (главным образом, в верхнем валанжине и готериве).

V класс поднятий выделяется по наиболее энергичному конседиментационному росту в апт-сеноманское время, тогда как на неокомском и позднемеловом этапах амплитуда антиклинальных складок изменялась незначительно.

После длительной остановки роста (позднемеловая, палеоценовая и эоценовая эпохи) энергичное структурообразование возобновилось в олигоцене и завершилось активным неогеновым дифференцированным воздыманием. Прирост амплитуды поднятий II порядка на неотектоническом этапе составил примерно 25% от современной.

Структуры V класса контролируют нефтяные и нефтегазоконденсатные залежи в юрском комплексе; реже встречаются скопления в валанжине. Ограниченный этаж нефтеносности на большинстве площадей объясняется кинематическими особенностями развития складок. Действительно, структуры V класса приобрели форму замкнутых ловушек в юрском периоде. Впоследствии они сохранялись и даже несколько увеличивали амплитуду по юрским горизонтам. Но неокомские пласты накапливались в условиях недифференцированного прогибания и замкнутые ловушки по пластам неокома образовались лишь в сеноманское и более позднее время, т. е. после того как в основном закончилась первичная миграция углеводородов по проницаемым горизонтам верхнего валанжина и готерива — баррема.

Присутствие небольших скоплений нефти в валанжине связано обычно с линзовидными, литологически ограниченными резервуарами (ачимовская пачка и пласт $БВ_{10}$).

Примерами поднятий V класса являются Александровский и Средневасюганский своды.

VI класс объединяет структуры юрского, мелового и кайнозойского роста, в котором главными фазами складкообразования являются апт-сеноманская и позднемеловая. Олигоцен-неогеновый этап характеризуется конседиментационной и постседиментационной активизацией.

Поднятия VI класса имели замкнутую форму по кровле юры к концу валанжинского века, но их амплитуда и размеры (по сравнению с современными) были незначительными. В готериве — барреме энергичное прогибание не сопровождалось заметным ростом структур. Складчатость усилилась в апт-альбское и особенно в позднемеловое время. К концу мелового периода амплитуда поднятий VI класса составляла 75—80% от современной (по подошве и кровле юрского комплекса). Прирост амплитуды за олигоценовую эпоху и неогеновый период достигал 25—30% от современной. Распределение залежей углеводородов в структурах VI класса хорошо согласуется с отмеченным прерывистым характером складкообразования. Примером поднятий VI класса служит Пурпейский свод. В его пределах открыты залежи нефти в васюганской свите (келловей — оксфорд) и внутри берриас-нижневаланжинской глинистой толщи. Резервуарами выявленных скоплений служат песчано-алевритовые пачки, имеющие форму линзовидных, литологически ограниченных тел. Об этом свидетельствует, в частности, превышение пластового давления на 50—60 кгс/см² над гидростатическим в горизонте $Ю_1$ Губкинской площади.

В отложениях верхнего валанжина, готерива и баррема скопления углеводородов не обнаружены, что объясняется отсутствием роста складок во время накопления этих толщ. Апт-сеноманская активизация не могла изменить положения, так как она происходила после первичной миграции флюидов сквозь неокомский проницаемый комплекс. Энергичная конседиментационная складчатость в апт-сеноманское, турон-датское и кайнозойское время обеспечила формирование крупных массивных залежей газа в сеноманском резервуаре и небольших газовых скоплений в песчаных линзах внутри турон-сантонской глинистой покрышки, примерно на 100 м выше сеноманских залежей.

К VII классу относятся куполовидные поднятия в пределах Ярудейского незамкнутого мегавала (Ярудейский вал и др.). Эта зона отличается двумя резко выраженными фазами роста: ранне-среднеюрской и олигоцен-неогеновой. Структуры Ярудейского мегавала не могли служить ловушками нефти или газа в нижнемеловых отложениях, так как продуктивные комплексы мелового возраста (неокомский, апт-сеноманский) накапливались в обстановке недифференцированно-

го прогибания. Нижне-среднеюрская толща приобрела антиклинальные изгибы в процессе седиментации, но дальнейшее складкообразование прекратилось во время образования верхнеюрско-валанжинской покрышки. На Ярудейском поднятии могут быть обнаружены только литологические и структурно-литологические залежи нефти в юрском комплексе, главным образом, в низах этой толщи.

В состав группы поднятий позднеюрско-неокомского заложения входят структуры двух типов: $Б_1$ — непрерывного и $Б_2$ — прерывистого развития. Тип $Б_1$ включает в себя три класса.

VIII класс охватывает поднятия относительно равномерного позднеюрского, мелового и палеогенового роста с умеренной олигоцен-неогеновой активизацией. Эти поднятия почти не изучены. Только в Усть-Енисейском районе можно выделить структуры, близкие к поднятиям VIII класса (Танамский, Среднемессояхский мегавалы). Здесь открыты газовые и газоконденсатные залежи в юрских, берриас-нижневаланжинских, верхневаланжинских и готеривских отложениях. Газопроявления отмечены в апте — альбе и небольшое скопление газа выявлено на Мессояхской площади в сеноманском горизонте.

Непрерывный конседиментационный рост структур обусловил продуктивность почти всех подкомплексов мезозойского разреза. Поднятия юго-юго-восточного борта Усть-Енисейского мегапрогиба были в целом вовлечены в активное воздымание в олигоцен-неогеновое время, хотя в формировании структур II и III порядков неотектонический этап играл второстепенную роль.

Крупные структуры VIII класса во внутренних, «защищенных» от неогеновой инверсии тектонического режима зонах контролируют предположительно нефтеносные районы и области. Один из таких районов, вероятно, связан со Среднеямальским сводом.

К IX классу принадлежат поднятия позднеюрского, мелового и палеогенового роста с умеренной олигоцен-неогеновой активизацией. За время этой активизации амплитуда складок увеличилась примерно на 25—30% от современной. Они служат ловушками нефтегазоконденсатных и газоконденсатных залежей в юрских и неокомских резервуарах. Примерами поднятий IX класса являются Новопортовский и Арктический валы.

Структуры X класса отличаются позднеюрским, меловым и палеогеновым ростом со значительной активизацией в олигоцен-неогеновое время, за которое амплитуда складок увеличилась более, чем на 30% (по отношению к их современной высоте).

В ловушках этого класса содержатся очень богатые газоконденсатные залежи в неокоме (до 10 пластов на Уренгойском месторождении) и гигантские скопления газа в сеноманских песках [1]. Газоконденсатные скопления предполагаются в среднеюрских и келловей-оксфордских резервуарах, причем в линзовидных пластах как юры, так и валанжина можно ожидать присутствие чисто нефтяных скоплений.

Тип поднятий прерывистого роста включает в себя один класс структур (XI), характеризующийся меловым, палеогеновым и неоге-

[1] Сеноманская залежь Уренгойского месторождения контролируется непосредственно поднятием I порядка (мегавалом), сформировавшимся в кайнозое как «объединенная» складка над более мелкими куполами и валами мелового возраста.

новым ростом с главными фазами позднемеловой, палеогеновой и олигоцен-неогеновой. Это существенно молодые складки, которые приобрели замкнутую форму в альб-сеноманское время и достигли половины современной амплитуды (по подошве и кровле юрского комплекса) только к концу палеоцена. Еще на 50% их высота увеличилась в процессе активного олигоцен-неогенового воздымания. Примером поднятий описываемого класса является Часельский мегавал. На Северо-Русской площади в пределах этого поднятия открыта газонефтяная залежь в сеноманской песчано-алевритовой толще. Нефть смолистая, тяжелая, с шапкой сухого метанового газа.

На Южно-Русской площади открыта сравнительно небольшая газовая залежь. Глубокое бурение не привело к обнаружению промышленных скоплений углеводородов в нижнемеловых горизонтах Русской и Южно-Русской площадей. Характер развития структур XI класса предопределил малую вероятность таких открытий.

Одиннадцатью описанными классами не исчерпывается все многообразие структур платформенного чехла. Но индивидуальные особенности развития крупных поднятий в весьма большой степени определяют размещение залежей углеводородов по разрезу и в этом смысле служат доказательством важной роли палеоструктурных факторов в нефтегазонакоплении.

§ 2. СВЯЗЬ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ С ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ

Некоторые крупные поднятия могут непосредственно служить ловушками нефти и газа. В этом случае они контролируют месторождения-гиганты (например, Уренгойское газоконденсатное, Медвежье газовое и др.). Большинство скоплений углеводородов связано с локальными поднятиями.

На материалах поисково-разведочных работ, проводившихся в перспективных районах Западной Сибири, были выполнены математико-статистические расчеты по отысканию коррелятивных связей между морфологическими параметрами локальных структур и запасами нефти и газа [141].

Результаты исследований показали, что большая часть морфологических показателей слабо связана с запасами нефти. Самой высокой информативностью в отношении запасов обладают средняя амплитуда поднятий (частный коэффициент корреляции по пласту $БС_1$ в Сургутском районе равен 0,51, а по кровле алымской свиты — 0,56). Значительно более ценной в этом отношении является информация об истории развития локальных структур.

Так, например, изучив динамику роста 87 поднятий Сургутского свода (19 разбуренных и 68 выявленных сейсморазведкой), А. Я. Эдельштейн [41] установил, что за неокомское время они достигли в среднем 65% своей амплитуды по кровле юры; на апт-сеноманском этапе высота структур увеличилась еще на 15%, а за турон-четвертичное время — на 20%. К концу сеноманского века амплитуда подавляющего большинства складок составила 80% от их современной высоты. Отсюда можно сделать заключение, что приуроченность наиболее крупных

скоплений к неокомскому комплексу не случайна и что между временем образования ловушки, интенсивностью ее роста и заполнением нефтью существует генетическая связь. Однако развитие локального поднятия непосредственно не определяет размещение залежей по разрезу и на площади; концентрация рассеянных углеводородов в промышленные скопления требует очень большой сборной площади и, следовательно, большой площадью должна обладать зона регионального нефтенакопления, лишь внутри которой локальные структуры могут быть продуктивными.

Очевидно, на распределение нефти в залежах оказывает влияние не только время образования и роста ловушки, но и другие причины. А. Я. Эдельштейн [142] справедливо усматривает в качестве главной из этих причин палеогипсометрические взаимоотношения локальных поднятий друг с другом и с крупным тектоническим элементом, который они осложняют. Сущность предложенной этим исследователем методики оценки перспективности локальных поднятий сводится к следующему.

Автор использует структурные карты по трем сейсмическим отражающим горизонтам: Б (примерно кровля юры), М (поверхность неокома) и Г (подошва глинистой пачки турона). Анализируются структуры, расположенные только в пределах свода или мегавала, контролирующего один из нефтегазоносных районов.

Со структурных карт снимаются абсолютные отметки вершин всех локальных поднятий раздельно по трем отражающим горизонтам (Б, М, Г). Далее вычисляются мощности осадков между поверхностями Б и М, М и Г как разность соответствующих абсолютных глубин. Эти мощности можно записать как $\Delta M_{-м}$ (или ΔM_1) и $\Delta M_{м-г}$ (или ΔM_2).

Получив величины ΔM_1 и ΔM_2 для каждого локального поднятия, можно определить средние мощности неокома и апт-сеноманской толщи для всего свода ($M_{1св}$ и $M_{2св}$). Они получаются как среднеарифметические от ΔM_1 и ΔM_2 вершин всех локальных поднятий. ΔM_1 и ΔM_2 каждой локальной структуры сравниваются с полученными значениями $M_{1св}$ и $M_{2св}$. Если $\Delta M_1 < M_{1св}$, то данная структурная ловушка возвышалась над средним уровнем свода в неокоме. Если $\Delta M_1 > M_{1св}$, то локальное поднятие отставало в своем росте от структуры I порядка. Очевидно, при прочих равных условиях ловушки, возвышавшиеся над средним уровнем, имели известные преимущества при распределении углеводородов в процессе внутрирезервуарной миграции. Этот средний уровень можно принять за отсчетный нуль. Тогда запись $\Delta M_1 < 0$ будет означать, что рассматриваемое локальное поднятие в неокоме для улавливания углеводородов развивалось «благоприятно», а при $\Delta M_1 > 0$ — «неблагоприятно».

Аналогичным образом рассчитываются палеогипсометрические соотношения локальных поднятий со структурами I порядка в апт-сеноманское время.

Автором предложенной методики не используются более дробные стратиграфические границы (например, разделы между валанжинским и готеривским, аптским и альбским ярусами и др.), а также поверхности выше подошвы турона, так как сейсморазведка не выделяет упомянутые границы. Но даже и такой анализ дает ценную информацию о связи между развитием локальных ловушек, временем и интенсивностью их конседиментационного роста и нефтегазоносностью определенных стратиграфических комплексов и подкомплексов.

Совместное рассмотрение динамики прироста амплитуд поднятий во времени и их палеогипсометрических взаимоотношений позволило А. Я. Эдельштейну и Г. И. Плавнику [143] усовершенствовать и детализировать предложенную ранее историко-геологическую классификацию локальных структур [104].

Прежде всего авторы выделили в Среднем Приобье новую категорию поднятий III порядка — так называемые объединенные локальные складки. Это обычно крупные пологие замкнутые поднятия, соизмеримые по площади с куполом или валом (т. е. структурой II порядка). Они фиксируются, начиная с какого-либо горизонта в середине меловой толщи: кровли валанжина, поверхности неокома или даже кровли сеномана. Вверх по разрезу объединенные складки обычно затухают, что отражает их длительный конседиментационный рост. Но в нижней части разреза, по кровле юры и по поверхности фундамента объединенные структуры отсутствуют: им обычно отвечает не равновеликий выступ складчатого основания, а совокупность мелких брахиантиклиналей, разделенных довольно глубокими мульдами. Следовательно, объединенные поднятия являются внутричехольными новообразованиями, непосредственно не отраженными от разломов и выступов в фундаменте. Но именно с этими структурами связаны наиболее богатые месторождения нефти в неокоме Среднего Приобья.

Типичные примеры объединенных поднятий — Белозерно-Самотлорское и Соснинско-Советско-Медведевское в Нижневартовском районе; Быстринско-Вынгинско-Вершинное на Сургутском своде.

Сам факт существования залежей нефти, контролируемых объединенными структурами, исключает возможность формирования крупных скоплений в пластах неокома за счет межрезервуарной миграции из юрского комплекса, в котором под пологими меловыми куполами

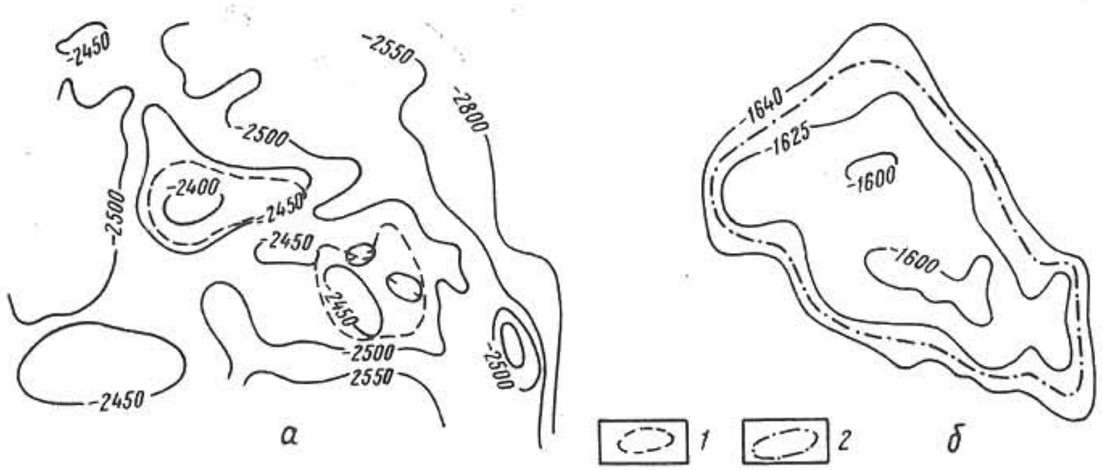


Рис. 37. Структурные карты Соснинско-Советско-Медведевского поднятия.

Структурные карты: *а* — по кровле опорного отражающего горизонта Б (примерно кровля юры); *б* — по кровле кошайской пачки (примерно кровля нижнего апта). *1* — внешние контуры нефтяных залежей в пласте $БВ_{10}$ (валанжин); *2* — внешний контур нефтяной залежи в пласте $АВ_1$ (нижний апт).

Таблица 5

Классификация локальных поднятий Среднего Приобья в связи с их нефтеносностью (по А. Я. Эдельштейну и Г. И. Плавнику, 1971)

Классы поднятий по времени главного этапа прироста амплитуды	Подкласс 1. $\Delta M_1 < 0$, $\Delta M_2 < 0$		Подкласс 2. $\Delta M_1 < 0$, $\Delta M_2 > 0$		Подкласс 3. $\Delta M_1 > 0$, $\Delta M_2 < 0$		Подкласс 4. $\Delta M_1 > 0$, $\Delta M_2 > 0$	
	Вид А. Одиночные складки	Вид Б. Объединенные складки	Вид А. Одиночные складки	Вид Б. Объединенные складки	Вид А. Одиночные складки	Вид Б. Объединенные складки	Вид А. Одиночные складки	Вид Б. Объединенные складки
I. Позднеюрско-неокомский (прирост амплитуды за J_1—Cr_1 50—100 %)	Высокоперспективны по разрезу верхней юры и неокома		Перспективны в верхней юре и валанжине		Перспективны в барреме		Малоперспективны и бесперспективны. Залежи литологические	
	Белозерное, Усть-Балыкское	Солкинско-Усть-Балыкское	Малочерногорское	Локосовское	Лянторское	Январско-Востокинское	Асомкинское	
II. Апт-сеноманский (прирост амплитуды за Cr_{1-2} ар—cm 50—100 %)	Перспективны в баррем-аптском подкомплексе		Перспективны в баррем-аптском подкомплексе		Малоперспективны в верхней юре и неокоме		Малоперспективны. Встречаются залежи структурно-литологического типа в юрском комплексе	
	Северо-Покурское	Лянторско-Востокинское	?	Соснинско-Советское	Венглинское	?	Кедровское	?
III. Послесеноманский (прирост амплитуды за послесеноманское время 50—100 %)	Поднятий 1, 2 и 3-го подклассов не обнаружено						Бесперспективны	Новомолодежное в зоне Айтульского мегавала
IV. Смешанный (относительно равномерный прирост амплитуды в мезозое)	Высокоперспективны по разрезу верхней юры и неокома		Высокоперспективны по разрезу валанжина и готерива		Перспективны по разрезу верхнего неокома (в баррем-аптском подкомплексе). Поднятий 3-го подкласса пока не обнаружено		Малоперспективны. Встречаются структурно-литологические залежи в юрском комплексе	
	Ватинское	?	Правдинское	Очимкино-Мамонтовск.			Усть-Сильгинское	?

присутствуют мелкие брахиантиклинальные складки, являющиеся ловушками небольших залежей. Точно так же не могут образоваться крупные скопления нефти в пластах баррем-нижнеаптского подкомплекса за счет более мелких залежей валанжина (рис. 37).

В своей классификации А. Я. Эдельштейн и Г. И. Плавник рассматривают одиночные и объединенные структуры раздельно. В табл. 5 приведены признаки четырех классов, выделенных по времени роста поднятий. В каждом классе по палеогипсометрическому положению ловушек в неокоме и в апт-сеноманское время обособляется по четыре подкласса. В каждом подклассе выделяются одиночные складки — вид А и объединенные складки — вид Б.

Из табл. 5 можно заключить, что распределение залежей нефти по разрезу контролируется динамикой конседиментационной складчатости, т. е. временем образования, темпом роста локальных поднятий и их палеогипсометрическими соотношениями с крупными структурами (сводами, мегавалами) и друг с другом.

§ 3. РОЛЬ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ В НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИИ

На палеотектоническую карту неогенового периода (см. рис. 31) нанесены открытые нефтяные, газовые (и газоконденсатные), нефтегазовые (и нефтегазоконденсатные) месторождения. Подавляющее большинство скоплений нефти находится в областях новейших депрессий или очень слабых поднятий. Все газовые месторождения расположены в пределах зон позднеолигоцен-неогенового воздымания.

Приуроченность газовых и газоконденсатных месторождений к участкам интенсивных новейших поднятий отмечается и на других платформенных территориях [39]. Образование скоплений газа в сеноманских песках под турон-сенонской региональной покрышкой связано с резко дифференцированным конседиментационным ростом крупных поднятий в позднемеловую эпоху и в палеогеновом периоде на площади Надым-Тазовского междуречья и на Южном Ямале. Неогеновое активное воздымание, увеличение амплитуды складок и общее снижение гидростатического давления обусловили дополнительный приток газа в ловушки. Роль неогенового этапа развития в газонакоплении иллюстрируется табл. 6.

Как известно, в результате изменения амплитуды и глубины залегания ловушки изменяются: площадь залежи (S), средневзвешенная газонасыщенная мощность резервуара ($h_{ср}$) и пластовое давление ($p_{пл}$). Площадь современных ловушек замерялась по структурным картам, а палеоловушек — по палеотектоническим схемам.

Расчет средневзвешенной мощности производился по формуле

$$h_{ср} = \frac{1}{2} TK,$$

где T — высота массивной залежи; K — средняя песчанистость разреза.

Давления в палеозалежах принимались равными палеогидростатическим. Пористость, поправки за температуру и палеодавление, а также газонасыщенность принимались такими же, как и в подсчетах запасов современных залежей [107].

Таблица 6

Влияние активного (постседиментационного) неогенового роста структур Надым-Тазовского междуречья на запасы газа в сеноманских залежах

Месторождение	Абсолютная отметка свода к началу неогенового периода, м	Прирост амплитуды за неогеновый период, м	Характеристика современной ловушки				Характеристика ловушки к началу неогена			
			S, км²	$h_{ср}$, м	$p_{пл}$, кгс/см²	$Q_г$, млрд·м³	S, км²	$h_{ср}$, м	$p_{пл}$, кгс/см²	$Q_г$, млрд·м³
Губкинское	—800	60	573	27	75	353	170	12	95	100
Медвежье	—1150	50	2130	30	120	1548	1200	25	135	800
Заполярное	—1300	70	1107	68	129	1570	680	40	150	740
Уренгойское	—1080	50	4210	25	117	4500	3300	22	127	3000
Вынгаяхинское	—845	0	75	—	—	5	75	—	—	6
Айваседопурское	—990	20	65	—	—	12	50	—	—	12
Вынгапурское	—870	0	395	—	—	200	395	—	—	210

За неогеновый период запасы Губкинского, Медвежьего, Заполярного и Уренгойского месторождений-гигантов увеличились в 1,5—3,5 раза. Запасы же относительно более мелких скоплений (Вынгаяхинского, Айваседопурского, Вынгапурского), контролируемых поднятиями, не испытавшими значительного неогенового роста, почти не изменились (табл. 6).

О молодом возрасте сеноманского газа свидетельствует также характер взаимоотношений его с нефтью в тех залежах, где она присутствует вместе с газом.

Например, на Русской площади (Часельский мегавал) тяжелая вязкая нефть ($d=0{,}930\div0{,}940$) насыщает линзовидные пропластки алевролитов и песчаников, главным образом на крыльях складки. Проницаемость этих зон очень низкая — 10—20 миллидарси. Сухой, почти чисто метановый газ вытеснил нефть из хорошо проницаемых коллекторов (100—300 миллидарси) и располагается в присводовой зоне поднятия, где удается провести газоводяной контакт. Рездел между нефтью и газом еще не установился и в газовой части залежи присутствуют линзы песков, насыщенные остаточной нефтью.

Если скопления нефти могли образоваться в сравнительно неглубоко погруженных сеноманских песках, то естественно допустить, что в соответствующих термодинамических условиях и в более раннее геологическое время имело место образование нефти и формирование ее залежей в юрских и нижнемеловых толщах, а появление в них газовых и газоконденсатных скоплений является следствием фазовых превращений нефтей, обусловленных подтоком газа в ловушки из воднорастворенного состояния.

Действительно, в Западно-Сибирской провинции преимущественно нефтеносными являются Шаимский, Красноленинский, Сургутский, Нижневартовский, Каймысовский и Верхнедемьянский районы, а также области Юганской и Нюрольской впадин. Все перечисленные земли

находятся внутри обширной территории почти недифференцированного опускания или очень слабого поднятия в позднеолигоцен-неогеновое время. При этом нефть присутствует в юрских и нижнемеловых отложениях, а на Верхнедемьянском своде даже в сеномане (Ай-Яунская площадь) в интервале глубин 1000—3000 м.

В зонах крупных поднятий и депрессий, испытавших активное неотектоническое воздымание, в юрских и нижнемеловых отложениях на глубинах 1700—3200 м преобладают газоконденсатные и нефтегазоконденсатные залежи (Южно-Ямальская, Пякупурская, Надым-Пурская, Усть-Енисейская, Васюганская области). Более того, в северной части Среднеобской нефтегазоносной области на участках несколько повышенной неотектонической активности в пластах баррема присутствуют залежи нефти с газовыми шапками (Лянторское, Тайбинское, Быстринско-Вынгинское, Самотлорское месторождения).

Выше, однако, было показано, что крупные скопления газа в сеноманском резервуаре существовали еще в палеогене, но их запасы были в 1,5—3 раза меньше, чем в настоящее время. По-видимому, формирование сеноманских газовых залежей связано с общим процессом альпийской активизации тектонических движений, начавшимся в сеноне, но завершившимся в миоценовую эпоху.

Неогеновые поднятия располагаются в тех зонах, которые пережили сенонскую и палеогеновую активизацию и, наоборот, области спокойного, слабо дифференцированного позднемелового и палеогенового опускания остаются пассивными и в неогене.

§ 4. ПРИЧИНЫ РАЗОБЩЕНИЯ ЖИДКИХ И ГАЗООБРАЗНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В НЕДРАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Процессы, приводящие к разобщению жидких и газообразных углеводородов, обусловлены рядом причин. Это — характер исходных органических веществ, условия их захоронения и преобразования, форма и время миграции и аккумуляции. Какие же причины являются главными, определяющими в упомянутых процессах? На такой вопрос нельзя дать однозначного ответа без анализа всех факторов нефтегазообразования и накопления по конкретным провинциям, областям и районам.

Рядом исследователей выдвинуто положение о том, что генерация жидких нефтяных углеводородов из сапропелевого и гумусово-сапропелевого исходного материала протекает наиболее энергично на длиннопламенной и газовой стадиях катагенных изменений органического вещества. На более низкой (буроугольной) и более высокой (коксовой) стадиях углефикации возникают преимущественно газообразные продукты [37, 54, 59].

В докладе на VIII Мировом нефтяном конгрессе (1971 г.) Н. Б. Вассоевич показал, что главная фаза нефтеобразования завершается на среднем этапе среднего катагенеза, что отвечает началу образования жирных углей [116].

Вместе с тем имеется много примеров «сосуществования» в одной нефтегазоносной провинции, в очень близких термодинамических

обстановках как преимущественно нефтеносных, так и почти чисто газоносных районов и зон. Хорошо известным примером является «сосуществование» Азово-Кубанской области с преобладанием газоконденсатных месторождений и Терско-Кумской области с преобладанием

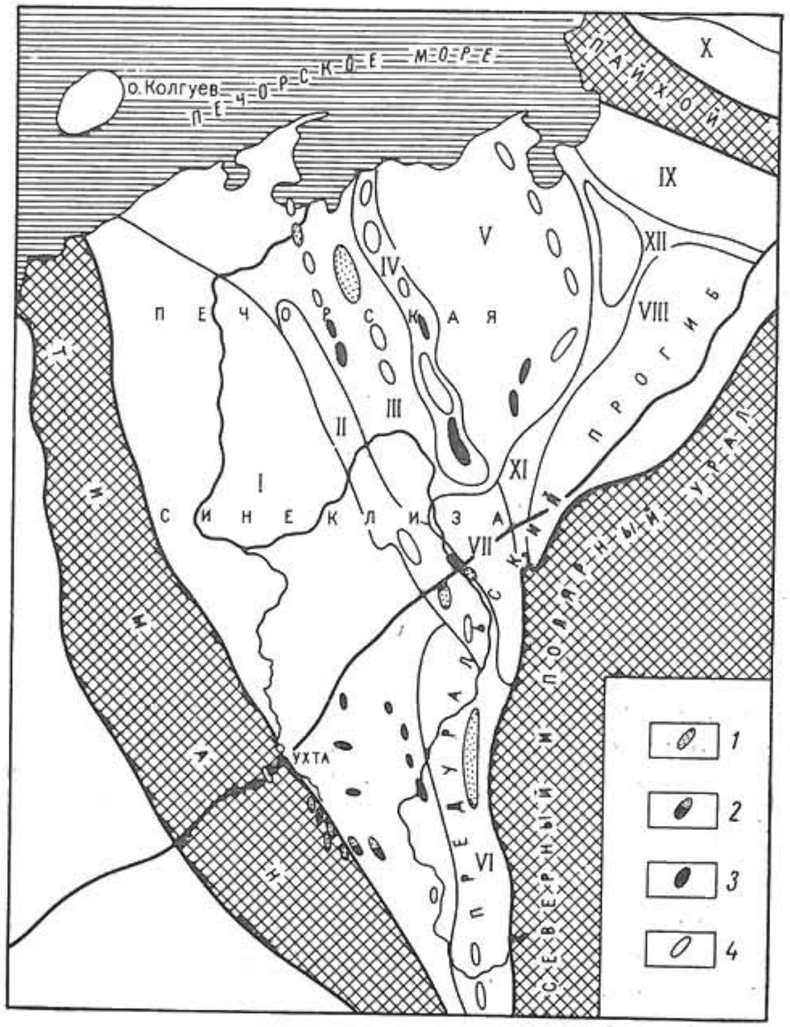


Рис. 38. Обзорная карта Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [8].

Месторождения: *1* — газовые и газоконденсатные, *2* — нефтегазовые и газонефтяные, *3* — нефтяные, *4* — отдельные структуры, подготовленные для поискового бурения.

Тектонические элементы: *I* — Ижма-Печорская впадина; *II* — Печоро-Кожвинский мегавал; *III* — Денисовская впадина; *IV* — Колвинский мегавал; *V* — Хорейверская впадина; *VI* — Верхнепечорская впадина; *VII* — Большесынинская впадина; *VIII* — Косью-Роговская впадина; *IX* — Коротаихинская впадина; *X* — Карская впадина; *XI* — гряда Чернышева; *XII* — поднятие Чернова.

нефтяных месторождений в единой Предкавказской провинции [17].

Довольно сложные соотношения зон нефте- и газонакопления установлены в Тимано-Печорской провинции [8] (рис. 38). В целом последняя характеризуется господством скоплений нефти во всем разрезе палеозоя на глубинах от первых сотен метров до 3,5—4 км, причем на небольших глубинах (до 1500 м) распространены тяжелые и утяжеленные ненасыщенные газом нефти и свободный «сухой» (метано-

вый) газ. Ниже 3 км встречаются легкие газонасыщенные нефти и конденсатные газы.

На фоне этой обобщенной картины выступают заметные различия в распределении углеводородов по групповому составу и фазовому состоянию. Так, в пределах Колвинского мегавала весь разрез палеозоя от 800 до 4000 м содержит только залежи нефти, причем вверху — до 1300 м, нефть тяжелая, в интервале 1600—2200 м — утяжеленная и на глубинах 3200—4000 м — легкая.

В Ижма-Печорской впадине до глубины 1300 м преобладают утяжеленные нефти, встречающиеся в девонском, каменноугольном и пермском комплексах, а в интервале 1300—2800 м — легкие. Еще ниже (3200—3400 м) встречаются газоконденсатные залежи.

На Печоро-Кожвинском мегавалу общая газонасыщенность разреза значительно выше, чем в рассмотренных районах. Здесь тяжелые и утяжеленные нефти, встречающиеся до глубины 1300 м, вниз по разрезу сменяются легкими и облегченными парафинистыми нефтями (до глубины 2500 м), а в интервале 2500—3500 м распространены газоконденсатные скопления.

Наконец, в Верхнепечорской впадине, являющейся частью Предуральского прогиба, весь разрез — от нижней перми до нижнего карбона — газоносен. При этом в интервале 600—1300 м присутствует метано-этано-пропановый газ, а на глубинах 2200—3500 м выявлены газоконденсатные залежи.

Из приведенных данных ясно, что примерно в одинаковых термодинамических условиях находятся залежи утяжеленной и легкой нефтей и газоконденсата. Отсюда причину раздельного существования преимущественно нефтеносных и газоносных зон следует искать на путях миграции и аккумуляции углеводородов.

Необходимо также учитывать связь между исходным органическим веществом и степенью его катагенного превращения, с одной стороны, и составом углеводородов в том или ином продуктивном комплексе — с другой. В частности, наличие залежей сухого газа в сеноманском горизонте на севере Западно-Сибирской провинции, вероятно, можно объяснить гумусовым характером исходного органического вещества и низкой степенью его катагенного превращения [23, 84].

Очевидно, в вертикальном разрезе нефтегазоносных бассейнов может существовать верхняя зона преимущественного накопления метанового газа, ниже которой преобладают нефтяные залежи, а на значительной глубине появляются газоконденсатные и газовые скопления. Но такая идеальная модель осложняется процессами далекой миграции. Поэтому нельзя объяснять существование в одной провинции или области зон преимущественно нефтеносных или газоносных исключительно фациальными различиями осадочных пород и типом исходного органического вещества.

Распределение нефти и газа в Тимано-Печорской провинции позволяет сделать предположение о вторичной природе газоконденсатных залежей. Так, газоконденсатные скопления в нижнепермских отложениях Верхнепечорской депрессии могли образоваться в результате растворения нефти в значительно превосходящей по объему массе газа. Этот газ генерировался из артинской сероцветной молассы в процессе ее позднепермского и триасового погружения на глубину 3—5 км [15].

По-видимому, вторичными являются газоконденсатные залежи в нижнемеловых толщах северных районов Западной Сибири [108].

Палеотектонические построения позволяют сделать вывод о том, что накопление жидких углеводородов в том или ином районе имеет место при условии, что в эпоху преимущественного нефтеобразования здесь уже существуют зоны замкнутых структурных ловушек.

Наиболее благоприятны для нефтенакопления крупные поднятия относительно древнего заложения и непрерывного конседиментационного роста на фоне устойчивого длительного опускания. Именно такие структуры были способны аккумулировать жидкие углеводороды при последовательном прохождении осадочных толщ через термобарическую зону «главной фазы нефтеобразования».

Как отмечает М. Ш. Моделевский [80], районы, в процессе геологического развития которых преобладала тенденция к устойчивому унаследованному прогибанию и где пластовые давления в продуктивных горизонтах не уменьшались ниже соответствующих фоновых давлений насыщения, должны рассматриваться как преимущественно нефтеносные. Наоборот, мобильные районы, в пределах которых погружение периодически сменялось интенсивными восходящими движениями, характеризуются сложным сочетанием различного вида залежей. Это объясняется тем, что в зонах интенсивных знакопеременных движений земной коры пластовые условия в проницаемых толщах время от времени становились благоприятными для выделения растворенного газа в свободную фазу или для растворения нефти в газе. В верхних горизонтах мобильных районов должны быть распространены газовые, газонефтяные и нефтяные залежи, а в глубоко погруженных — преимущественно газоконденсатные, нефтегазоконденсатные и нефтеконденсатные скопления.

М. Ш. Моделевский приходит к выводу о том, что при прогнозировании нефтегазоносности невозможно однозначное определение вида нефтегазовой системы только по величине барического параметра насыщения или по степени метаморфизма органического вещества вмещающих пород. Необходимо в этом случае опираться на районирование территорий, отличающихся по знаку и интенсивности вертикальных тектонических движений, т. е. нужно анализировать миграционные процессы, которые контролируются палеотектоникой.

Кинематическая классификация замкнутых поднятий I и II порядков в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты (см. табл. 4), описанная выше, в известной степени отражает связь между характером конседиментационной складчатости, распределением залежей по разрезу и фазовым состоянием углеводородов. Действительно, группа крупных структур ранне-среднеюрского заложения и непрерывного роста (классы I—III) контролирует в основном нефтеносные районы, причем стратиграфический диапазон нефтеносности тем выше, чем продолжительней был этот непрерывный рост поднятий на фоне устойчивого опускания всей области.

Структуры древнего заложения, но прерывистого роста (классы IV—VII) содержат скопления нефти с газовыми шапками или нефтегазоконденсатные залежи в юрских и нижнемеловых толщах.

Группа поднятий позднеюрско-валанжинского заложения изучена еще очень слабо. Структуры, относящиеся к типу непрерывного роста

(классы VIII—X), в целом характеризуются очень широким возрастным диапазоном нефтегазоносности. В них преобладают газоконденсатные скопления. Однако в зонах умеренного неотектонического воздымания (класс VIII) можно предположить присутствие чисто нефтяных или газонефтяных залежей.

Фактический материал по наиболее детально изученным районам Каймысовской, Васюганской и Среднеобской областей позволяет сделать определенные выводы об условиях и времени нефтенакопления. Залежи нефти на Каймысовском, Александровском и Средневасюганском поднятиях I порядка связаны преимущественно со структурами II класса. Они встречены на глубинах 2000—2700 м (чаще всего в интервале 2300—2600 м). Главным резервуаром скоплений является пласт $Ю_1$ (васюганская свита, келловей — оксфорд).

В конце неокома — начале аптского века поднятия II класса достигли 80% современной амплитуды. Мощность неокома и нижнего апта в названных районах составляет 900—1000 м.

Залежи нефти в Среднеобской области присутствуют как в юрских, так и в неокомских отложениях, причем в неокоме содержатся крупные скопления ее. В Сургутском районе неокомская нефть встречается на глубинах 1900—2700 м, в Нижневартовском — на глубинах 1650—2400 м. Сургутский и Нижневартовский своды в целом принадлежат III классу структур. Эти поднятия достигли 80—90% современной амплитуды по кровле валанжина к концу сеноманского века, а по кровле барремского яруса — к концу мелового периода. Мощность осадков от кровли валанжина до поверхности сеномана в среднем составляет 1400 м, а от кровли неокома до поверхности меловой системы — 1200—1300 м. Следовательно, скопления нефти встречаются на 1000—1400 м ниже той поверхности, которая фиксирует время завершения основного этапа роста структур и перехода их в погребенное состояние. Если учитывать уплотнение осадков и превышение палеосводов над смежными палеовпадинами на несколько сотен метров, то можно заключить, что при погружении нефтепроизводящей толщи на 1500—2000 м в условиях Западно-Сибирского бассейна в основном завершается процесс нефтеобразования, миграции и выделения главной массы жидких углеводородов в ловушках.

При дальнейшем прогибании в продуктах превращения органического вещества увеличивается доля газа. Несмотря на это, в зонах устойчивого позднемелового и палеогенового погружения давление насыщения газом нефтяной залежи остается невысоким: оно примерно в 2 раза ниже пластового. Но в непосредственной близости от недонасыщенных газом нефтяных залежей, на северных склонах Нижневартовского и Сургутского сводов в баррем-нижнеаптском подкомплексе присутствуют скопления нефти с газовыми шапками. На Средневасюганском и Пудинском поднятиях на одинаковых глубинах сосуществуют нефтяные и газоконденсатные залежи в юрском комплексе. Газоконденсатные многопластовые месторождения открыты на Ямале и в Надым-Пурском междуречье, где продуктивные горизонты относятся к осадочным формациям юры, неокома и апта — альба и вскрываются скважинами на глубинах 1700—3200 м. Следовательно, газоконденсатные скопления северных районов Западно-Сибирской провинции нахо-

дятся в одинаковых термобарических условиях с нефтяными месторождениями Среднего Приобья.

По-видимому, такое явление обусловлено спецификой тектонического развития крупных структур, создающих зоны регионального нефтегазонакопления.

На обширной территории, лежащей к северу от широтного колена Оби, общее прогибание дна седиментационного бассейна в мезозое и палеогеновом периоде протекало со значительно большей скоростью, чем в южных районах, о чем свидетельствует нарастание мощности всех свит в сторону Карского моря. В конце мелового периода толщи верхней юры и неокома во внутренних впадинах Обь-Тазовской синеклизы опустились глубже 2—3 км, т. е. перешли зону главной фазы нефтеобразования. Ловушки, существовавшие до прохождения осадочными толщами этой зоны, должны были заполниться нефтью по проницаемым горизонтам юры и нижнего мела.

При последующем энергичном погружении подземные воды за контурами нефтяных залежей становились все более газонасыщенными за счет энергично протекавших процессов термокаталитического превращения органического вещества.

Конседиментационный рост положительных структур в мезозое был прерывистым, а в конце олигоцена и особенно в неогеновом периоде северные районы плиты испытали общее, резко дифференцированное воздымание над поверхностью бассейна. В результате активного дифференцированного поднятия крупных блоков земной коры амплитуды антиклинальных структур увеличились на 20—30%, часть ранее накопившихся осадков (как на сводах, так и в прогибах) была размыта, а продукты этого размыва вынесены в Карское море — область новейших опусканий.

Неотектоническое воздымание привело к снижению гидростатического давления на 20—40 кгс/см^2, в результате чего некоторое количество газа выделилось из воднорастворенного состояния в свободную фазу и растворилось в нефти, заключенной в структурных ловушках.

Если объем поступавшего из воды газа был достаточно велик, а нефти, содержащиеся в продуктивных пластах нижнего мела, отличались высокой газонасыщенностью еще до олигоцен-неогеновой инверсии тектонического режима, то указанный процесс мог привести не только к образованию газовых шапок над залежами нефти, но и к полному растворению нефти в газе и формированию газоконденсатных скоплений.

О том, что многие ловушки, содержащие в настоящее время газоконденсатные, нефтегазоконденсатные и нефтегазовые залежи, первоначально были заполнены чистой нефтью, свидетельствует наличие обильных следов остаточного нефтенасыщения по всему разрезу газовой части этих скоплений.

Очевидно, в северных областях Западно-Сибирской провинции могут существовать нефтеносные районы, связанные с крупными погребенными поднятиями, которые в своем развитии не переживали частных инверсий в мезозое и неотектонического постседиментационного роста. В современном структурном плане такие поднятия выражаются значительным уменьшением амплитуды от нижних горизонтов чехла к верхним. К ним предположительно относятся Среднеямальский свод, Гыданский мегавал и многие структуры под дном Карского моря. Нельзя исключать также возможность выявления погребенных поднятий внутри впадин Надым-Тазовского междуречья, на склонах и периклиналях молодых (позднемеловых — кайнозойских) мегавалов.

Газоконденсатные месторождения в юрском комплексе известны вблизи юго-восточной окраины провинции (Средневасюганский, Пудинский своды, Сенькино-Сильгинский мегавал). Эта часть плиты отличается неустойчивым режимом мезозойско-кайнозойского прогибания, выражающимся в неоднократной смене господствующего знака движений [104]. Перерывы в осадконакоплении и связанная с ними перестройка структурных планов отмечены на границе барремского и аптского веков, в коньяк-сантонское время, в датском веке и неогеновом периоде.

Каждая из частных инверсий могла приводить к выделению свободного газа из растворенного в воде состояния и к насыщению им нефти в древних погребенных ловушках. В ряде газоконденсатных залежей Привасюганья сохранились нефтяные оторочки.

Изложенная концепция нуждается в дальнейшей разработке и конкретизации. В известном противоречии с ней находится тот факт, что молодые структуры (например, Русская и Южно-Русская, относящиеся к XI классу) не содержат скоплений свободного газа в нижнемеловых горизонтах.

Кроме того, газоконденсатные залежи в неокоме и апте — альбе на площадях Южно-Ямальской области заполняют ловушки только до палеозамка, существовавшего до позднеолигоцен-неогенового роста структур, т. е. примерно на $^1/_2$—$^3/_5$ части их современной высоты.

По-видимому, газонасыщенность нижнемеловых вод к началу неотектонической активизации была недостаточно высокой для формирования крупных скоплений в новообразованных, молодых антиклиналях, но выделявшегося из воды свободного газа «хватило» для фазовых превращений уже существовавших к тому времени залежей легкой нефти. Следует также учитывать, что значительная часть газа поступила в мезозойские ловушки в палеогеновом периоде, когда новейшие поднятия еще не достигли современных площади и амплитуды.

ГЛАВА IV

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТУРАНСКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛИТ

§ 1. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ, ТУРАНСКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛИТ КАК СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЕВРАЗИАТСКОЙ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Западно-Сибирская плита, тектоника и нефтегазоносность которой охарактеризованы выше, является частью единой Урало-Сибирской [148, 149] или Центральноевразиатской [66] молодой платформы. Поэтому вполне естественно, что отдельные плиты этой платформы при всем их своеобразии должны иметь некоторые общие черты геологического строения, истории развития и нефтегазоносности. В частности, это относится к закономерностям палеотектонического контроля в размещении залежей нефти и газа.

Центральноевразиатская молодая платформа разделяет Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы. Субширотная граница между эпикарельской Русской и эпигерцинской Скифской плитами проходит по серии кулисных краевых швов, погребенных под мезозойско-кайнозойскими отложениями. Субмеридиональная граница между Восточно-Европейской и Центральноевразиатской платформами выражена краевыми швами, над которыми получил развитие Предуральский предгорный прогиб (рис. 39).

На севере описываемая молодая платформа уходит под дно Карского моря и вдоль северо-западного берега Новой Земли контактирует с затопленной докембрийской Баренцовой глыбой. На северо-северо-востоке Центральноевразиатская платформа контактирует с океанической плитой Нансена и сибирскими мезозоидами под морем Лаптевых; ее южный рубеж определяют краевые швы, протягивающиеся вдоль альпийской складчатой области. На юге почти повсеместно развиты предгорные прогибы альпид. Под дном Черного моря платформа соприкасается с Центральночерноморской котловиной. На юго-востоке, на пространстве от Гиссарского хребта до Кузнецкого Алатау, Цент-

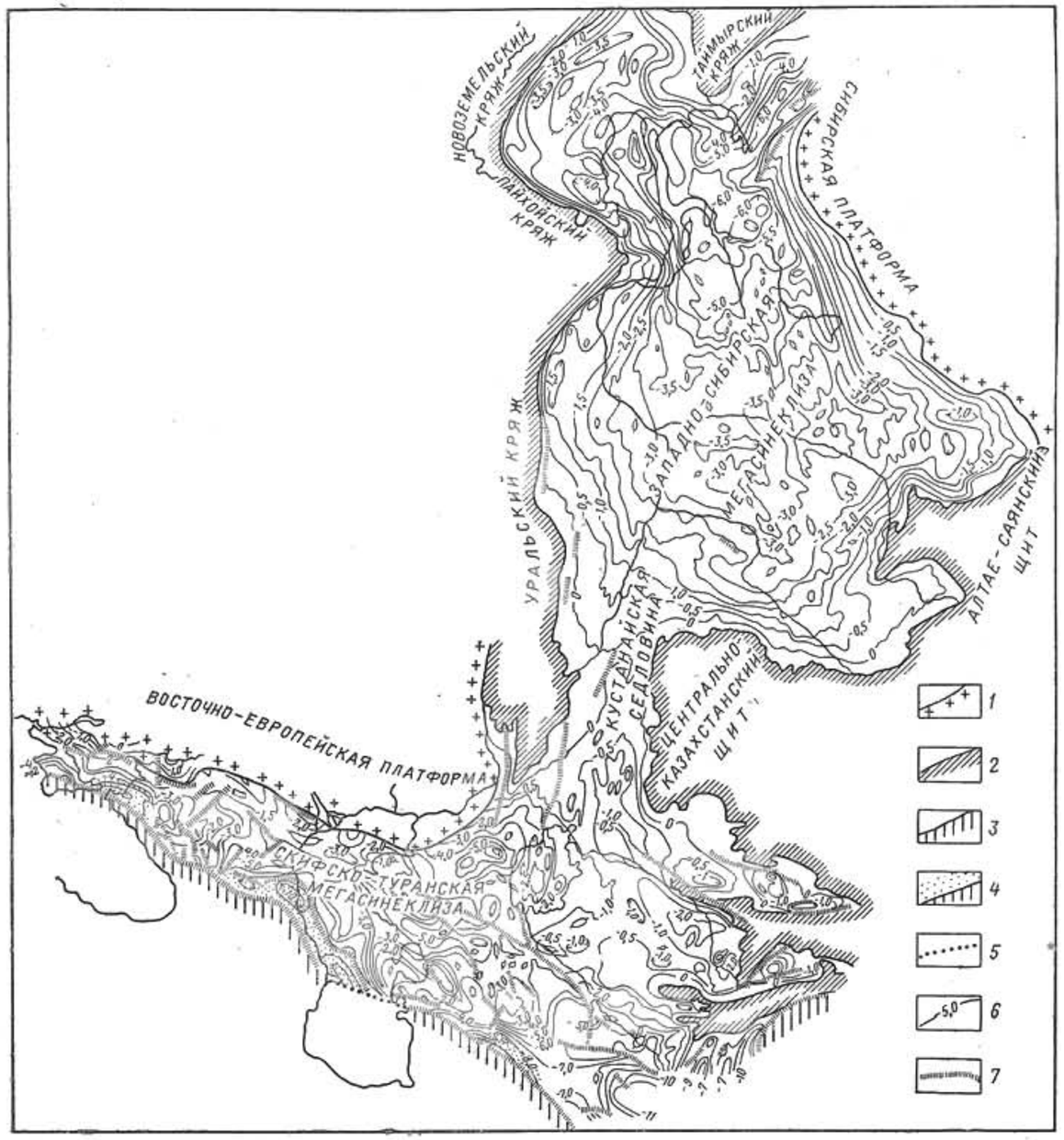


Рис. 39. Схематическая структурная карта Центральноевразиатской платформы по подошве юрского осадочного комплекса и поверхности складчатого фундамента в зонах выклинивания юрских толщ.

1 — границы Центральноевразиатской платформы с Восточно-Европейской и Сибирской платформами; *2* — границы плит Центральноевразиатской молодой платформы с палеозойскими щитами и кряжами; *3* — северная и северо-восточная границы альпийской складчатой области; *4* — предгорные прогибы альпид; *5* — границы Скифской и Туранской плит с Южно-Каспийской впадиной альпийской геосинклинальной области; *6* — стратоизогипсы подошвы юрского комплекса и поверхности фундамента (сечение через 0,5 км); *7* — зоны разломов.

ральноевразиатская платформа граничит с Тяньшаньской областью неоген-антропогенового эпиплатформенного орогенеза. Р. Г. Гарецкий [27] включает в молодую платформу также «аппендиксы» Донбасса, Добруджи и Мизийской плиты.

Площадь Центральноевразиатской платформы составляет 6,5 млн. км², из которых на долю плит приходится 5,9 млн. км². В качестве щитов и кряжей платформы выделяются Таймыр, Новая Земля, Пайхой, Урал, Центральноказахстанский массив, отдельные хребты восточной части Кызылкумского поднятия, Горный Мангышлак.

Как отмечает Р. Г. Гарецкий [27], молодые платформы образовались на пространстве между кратонами и мезозойско-кайнозойскими геосинклинальными поясами. Последние после герцинской складчатости пережили регенерацию геосинклинального режима, тогда как крупные сегменты земной коры за пределами альпийского подвижного пояса остались консолидированными. В мезозое и кайнозое обширные участки герцинских складчатых систем были вовлечены в опускание и стали фундаментом плит. Значительная часть территории молодых платформ в результате энергичного погружения превратилась в глубоководные котловины внутренних морей и впадины или плиты Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Принадлежность Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит единой платформе определяется общностью их палеозойского складчатого основания и платформенного чехла, который включает в себя горизонты юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. В разных зонах из разреза выпадают юрские и частично нижнемеловые отложения и, наоборот, в отдельных впадинах к чехлу относятся слои верхнего триаса. Пермо-триасовые образования, по мнению некоторых исследователей, занимают промежуточное положение между геосинклинальным и платформенным комплексами. Они характеризуют так называемый переходный этап в развитии герцинид, который состоит в воздымании складчатой области и продолжает собственно орогенную стадию [66].

По мнению А. Е. Шлезингера [140] и Р. Г. Гарецкого [28], орогенные, вторично-геосинклинальные и платформенные тектонические элементы внутри плит достаточно длительно (один-два периода) развивались одновременно, а смена орогенных структур платформенными в отдельных районах совершалась постепенно. Поэтому в разных зонах Центральноевразиатской платформы основание плащеобразного «плитного» осадочного покрова неодновозрастно: в областях, где орогенные впадины продолжали погружаться и после замыкания геосинклинальных систем (Усть-Енисейская, Мургабская, Южно-Мангышлакская и другие депрессии), к платформенному чехлу, по-видимому, относятся и триасовые отложения. В пределах посторогенных сводовых поднятий существуют каталлатформенные структуры растяжения (грабены), несогласно перекрытые плащеобразным чехлом юрских и меловых отложений. Этот чехол образовался после смены восходящих движений опусканием (восточный склон Урала, Тургайский пролив).

Очевидно, «промежуточный» этаж нельзя поставить в один генетический ряд с геосинклинальными структурно-формационными комплексами: при наличии достаточного фактического материала по глубинному строению плит из состава «переходных» толщ можно выделить

орогенные, квазиплатформенные формации [48], раннеплатформенные образования (вулканогенно-осадочные породы грабенов) и элементы типично платформенных плащеобразных чехлов [16, 82].

На значительной по площади части плит, особенно в зонах поднятий и на бортах прогибов, платформенный покров начинается горизонтами нижней — средней юры.

Структурная карта Центральноевразиатской платформы, построенная по подошве юрского комплекса и по поверхности фундамента в зонах выклинивания нижне-среднеюрских отложений (рис. 39), отображает две мегасинеклизы — Западно-Сибирскую и Скифско-Туранскую, разделенные Центральноказахстанским щитом и Кустанайской высоко приподнятой седловиной. Общая мощность осадков и полнота разреза в пределах Западно-Сибирской плиты возрастает с юга на север, в сторону Карского моря, а на Туранской и Скифской плитах — в южном направлении, по мере приближения к альпийской складчатой области.

Мощность платформенного чехла, начиная с юрских отложений, в краевых прогибах Кавказа и Копет-Дага достигает 10—11 км, а в днищах впадин на севере Западно-Сибирской плиты — 6—7 км. Общая мощность юрских и меловых толщ на периплатформенном склоне Скифско-Туранской мегасинеклизы и во внутренних впадинах Надым-Тазовской региональной депрессии примерно одинакова и составляет 5—6 км. Нижне-среднеюрский комплекс выклинивается вдоль уступов, отделяющих Внутреннюю тектоническую область от Приуральского и Приказахстанского склонов Внешнего пояса Западно-Сибирской плиты. Своеобразный Внешний пояс существует также вблизи северной границы Скифской и в северо-северо-восточной части Туранской плиты, где отсутствует сплошной покров юрских отложений и сокращается мощность меловых образований.

Определенное морфологическое сходство имеют и частные структуры плит: впадины, мегапрогибы, своды, зоны поднятий (мегавалы). Вместе с тем Западно-Сибирский сегмент Центральноевразиатской платформы принципиально отличается от Скифско-Туранского. Последний в целом ориентирован параллельно альпийским складчатым сооружениям. При этом простирания герцинских структур фундамента южных плит, Кавказа, Копет-Дага и возрожденных гор Тяньшаньской системы в основном совпадают. Отсюда проистекает общий наклон поверхности фундамента и всех горизонтов мезозойско-кайнозойского чехла в юго-юго-западном направлении. В эту же сторону увеличивается мощность осадков.

Субмеридиональные («антикавказские») разрывные и пликативные дислокации связаны с реакцией гетерогенного фундамента на активное тектоническое воздействие альпийских геосинклиналей и с внутренней неоднородностью последних.

Поперечные поднятия и прогибы обусловлены существованием срединных массивов, жестких глыб ранней (возможно, докембрийской) консолидации внутри палеозойских подвижных поясов. К таким древним глыбам, по мнению В. Е. Хаина [138], относятся участки фундамента в основании Устюртской синеклизы, Ставропольского, Карабогазского и Центральнокаракумского сводов.

Иное положение занимает Западно-Сибирская плита, огражденная от альпид палеозойскими и допалеозойскими складчатыми сооружениями, которые составляют южное, западное и восточное обрамления мегасинеклизы. Северная граница плиты скрыта под водами Карского моря, в структуре которого выделяются Южно- и Северо-Карская синеклизы. Первая входит в состав Западно-Сибирской плиты, а вторая — в состав Баренцово-Карской древней платформы [115]. Между названными синеклизами отсутствует надводный орографический раздел. Существование же подводного выступа на восточном продолжении Новой Земли не доказано, тем более, что мощность осадочного чехла в Южно-Карской депрессии, отображенная на рис. 40, занижена по меньшей мере вдвое: по материалам сейсморазведки на Северном Ямале она превышает 6 км и нарастает на север, в сторону Карского моря.

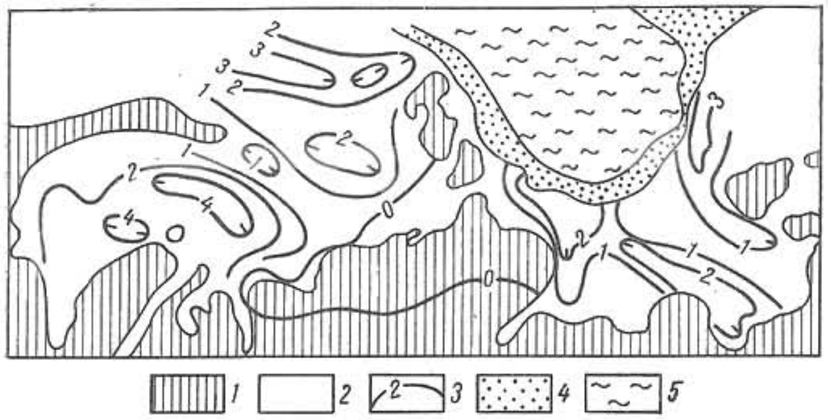


Рис. 40. Структурная схема мезозойско-кайнозойского чехла арктического шельфа Средней Сибири [115].

1 — суша; *2* — морской шельф; *3* — изопахиты мезозойско-кайнозойского чехла в км; *4* — континентальный склон; *5* — океаническая впадина.

Ю. Е. Погребицкий и другие исследователи [115] предполагают, что в Северо-Карской синеклизе и в районах континентального склона в основании мезозойско-кайнозойского чехла присутствуют паралические триасовые и континентальные рэт-лейасовые толщи. Выше они перекрыты с угловым несогласием морскими осадками средней и верхней юры, на которых лежат платобазальты и угленосные терригенные породы нижнего мела. Такой тип разреза характерен для Земли Франца-Иосифа [45].

Область распространения нижнемеловых платобазальтов, по-видимому, охватывала и пространство современных океанических впадин, которые формировались в мезозойско-кайнозойское время (вероятно, начиная с мелового периода) на месте активизированной древней платформы. Под влиянием мезозойской и кайнозойской океанизации циркумполярной области в энергичное опускание вовлекается и Западно-Сибирская плита. Последняя может рассматриваться как поперечный платформенный прогиб по отношению к океаническим котловинам Нансена и Амундсена, развивавшимся подобно молодой геосинклинали на доорогенных стадиях.

Дислокации складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты ориентированы в основном вкрест простирания океанических впадин Ледовитого океана.

В упомянутой области активизации и океанизации еще не проявились процессы складчатости и орогенеза, тогда как в Среднеземноморском поясе альпийский орогенез протекал энергично и был причиной образования предгорных прогибов по южному краю эпипалеозойской платформы, омоложения Тянь-Шаня и существенной перестройки структурного плана ряда районов Скифской и Туранской плит. Правда, неогеновая активизация дифференцированных движений охватила также и районы Арктики; с этим процессом связаны эпиплатформенный орогенез Полярного Урала, Новой Земли, Таймыра, а также общее неогеновое воздымание северной части Западно-Сибирской плиты. Но в целом арктическая область активизации и океанизации в мезозое и палеогеновом периоде вызывала относительно устойчивое, длительное прогибание большей части дна Западно-Сибирского бассейна. Это прогибание не прерывалось сколько-нибудь значительной по амплитуде и площади распространения инверсией тектонического режима.

Скорость мезозойско-палеогенового погружения возрастала с юга на север, причем субширотные волны опускания трансформировались в существенно субмеридиональную конседиментационную складчатость. Такая трансформация была обусловлена субмеридиональным простиранием границ неоднородных блоков в фундаменте.

На Скифской и Туранской плитах границы между тектоническими элементами палеозойского складчатого фундамента в основном параллельны структурам альпид. Это совпадение было и в прошлом, на доорогенных стадиях развития альпийских геосинклиналей и на этапе их замыкания, что способствовало образованию контрастных структур в платформенном чехле Туранской и Скифской плит, развитию дизъюнктивных нарушений и даже проявлениям юрского и раннемелового эффузивного вулканизма, установленного в Предкавказье. Своды и мегавалы Туранской и Скифской плит имеют значительно более высокую амплитуду по сравнению со своими западно-сибирскими аналогами. Вследствие относительно крутых региональных наклонов здесь доминируют гомоклинали, ступени, сложные системы линейных структур. Внутри Туранской плиты распространены зоны выхода на поверхность пород складчатого основания (Туркестано-Алайская, Гиссарская мегантиклинали, Каратау, Туаркыр).

В Средней Азии своеобразными тектоническими формами, неизвестными в Западной Сибири, являются соляные валы с отдельными ядрами протыкания (Репетекский, Байрамалийский).

§ 2. ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ТУРАНСКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛИТ

Туранская плита занимает площадь свыше 2 млн. км^2. От Западно-Сибирской мегасинеклизы она отделяется Кустанайской седловиной; восточным и юго-восточным ограничениями плиты служит эпиплатформенная орогеническая область Тянь-Шаня, южным — альпийские складчатые структуры. Северо-западная граница выражена зоной глубинных разломов, протягивающейся через Южно-Эмбенское поднятие, Каспий-

ское море почти до Астрахани. На северо-востоке мезозойско-кайнозойские отложения выклиниваются вдоль склона Центральноказахстанского массива, который является также элементом южного борта Западно-Сибирской плиты (рис. 41).

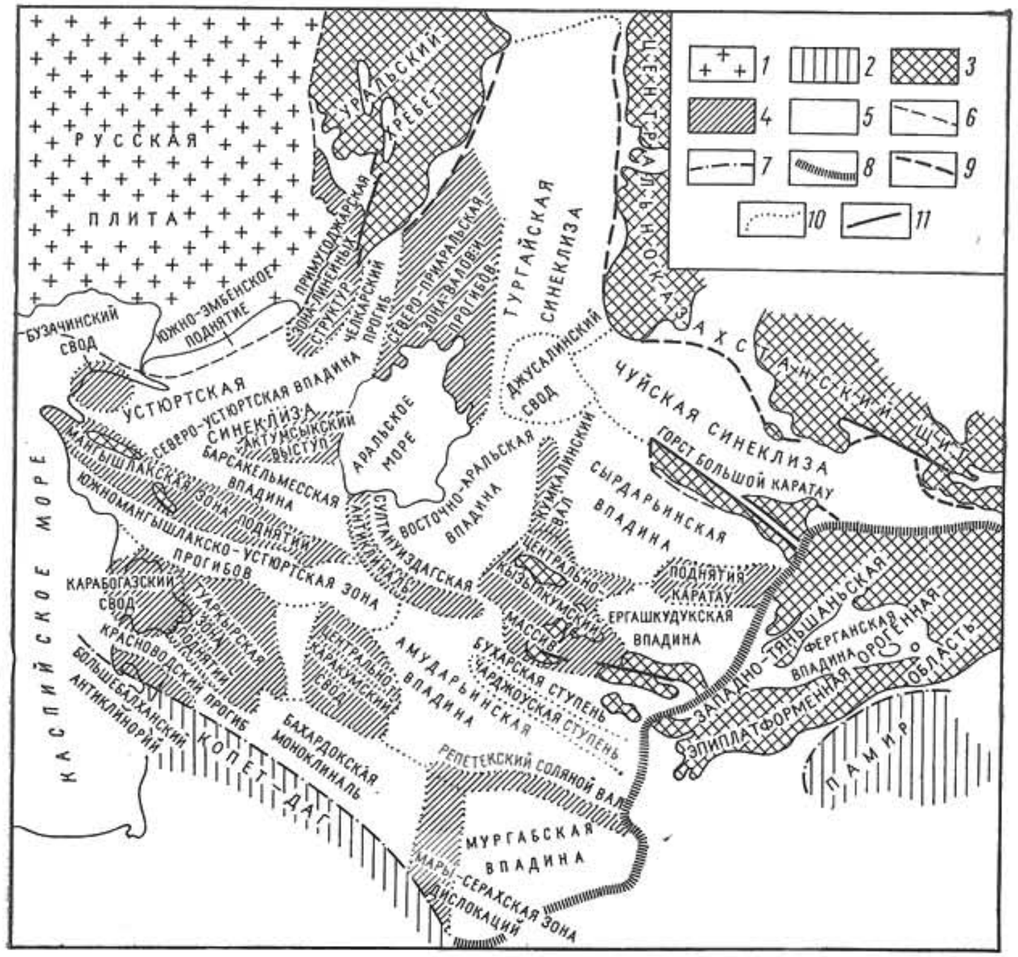


Рис. 41. Схема основных структурных элементов Туранской плиты [27].

1 — древняя платформа; *2* — альпийская складчатая область; *3* — палеозойские щиты и кряжи; *4* — зоны поднятий внутри Туранской плиты; *5* — зоны и области депрессий внутри Туранской плиты; границы Туранской плиты с: *6* — Восточно-Европейской платформой, *7* — альпийской складчатой областью, *8* — областью эпиплатформенного орогенеза, *9* — щитами, хребтами, кряжами Центральноевразиатской платформы, *10* — Кустанайской седловиной; *11* — разломы.

Складчатое палеозойское основание выходит на поверхность не только в южном обрамлении плиты, но и в ее внутренней части, где с восток — юго-востока на запад — северо-запад, со стороны гор Тянь-Шаня в глубь Туранской равнины до низовий Амударьи, протягивается сложная система горстантиклиналей. На западно-северо-западном продолжении Султануиздага, входящего в упомянутую зону поднятий, расположена Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей, в осевой части которой на поверхность выходит пермо-триасовый комплекс слабо метаморфизованных осадочных пород молассовой формации с пропластками туфов и основных эффузивов. Этот комплекс мощностью до 15 км в конце триасового периода был смят

в серию альпинотипных складок. Мангышлак представляет собой возрожденный миогеосинклинальный прогиб в пределах герцинид, превратившийся в киммерийскую складчатую зону [27]. Аналогичные киммерийские прогибы существуют под Туаркырской зоной платформенных поднятий. Палеозойские горстантиклинали вместе с лежащим на их продолжении киммерийским складчатым хребтом Каратау разделяют Туранскую плиту на две региональные депрессии: северо-северо-восточную и юго-юго-западную. Они существенно различаются по истории развития на доплатформенном этапе: первая принадлежит Урало-Монгольскому геосинклинальному поясу, а вторая — Средиземноморскому [81].

В гетерогенном фундаменте северо-северо-восточной части плиты широко развиты каледонские структуры; мощность платформенного чехла здесь сокращена, из него почти целиком выпадают юрские отложения, присутствующие только в Устюртской синеклизе.

Подошва платформенного чехла залегает на глубине 2,5—3 км и лишь в днищах Северо-Устюртского и Барсакельмесского прогибов опускается до 5—6 км. Контрастность частных структур невысокая: превышение поднятий над впадинами по подошве чехла составляет 1—2 км.

Юго-юго-западная часть плиты отличается широким развитием пермо-триасовых «переходных» («метагеосинклинальных» по Р. Г. Гарецкому [27]) формаций, выполняющих внутренние впадины. Так, в центре Мургабской депрессии мощность пермо-триасовых образований по данным КМПВ достигает 6 км, а их подошва опускается на глубину до 15 км [78]. Подошва собственно платформенного чехла, отвечающая примерно основанию юрского комплекса, снижается в сторону Копет-Дага до отметок — 10÷—11 км, а размах тектонических движений (амплитуда отдельных крупных структур) достигает 4—6 км.

Отмеченные отличия в строении фундамента и платформенного чехла двух частей Туранской плиты, по-видимому, послужили М. В. Муратову [81] основанием для их выделения в самостоятельные плиты: собственно Туранскую (северную) и Туркмено-Бухарскую (южную).

Общей особенностью строения и истории развития впадин южного сегмента Туранской плиты является раскрытие их в сторону альпийских геосинклиналей и усложнение тектонического плана в неоген-четвертичное время. Такое усложнение весьма значительно в зонах, прилегающих к области эпиплатформенного орогенеза.

«Моноклинальный», неполностью замкнутый характер впадин обусловил и морфологию структур II порядка: здесь широко развиты ступени, выступы (незамкнутые поднятия), реже встречаются купола и валы. Своеобразно также строение и развитие положительных форм I порядка, разделяющих впадины.

Наиболее крупные структурные элементы, осложняющие Туранскую плиту в целом, показаны на рис. 41. Их строение подробно описано в работах [27, 32 68, 122, 130].

Положительные структуры I порядка в пределах Туранской плиты представляют собой поднятия очень большой амплитуды; они имеют незначительный по мощности осадочный чехол (1—2 км) и являются геологически раскрытыми. Поэтому все своды и мегантиклинали, кроме Центральнокаракумского поднятия, бесперспективны и нефтегазо-

носном отношении. Но и на Центральнокаракумском своде разведаны только небольшие по запасам газовые месторождения.

Скифской плитой называется молодая платформенная область, расположенная между древней Русской плитой и альпийской складчатой системой Большого Кавказа. Общая площадь плиты около 400 тыс. км². В ее пределах можно выделить две региональные тектонические зоны субширотного простирания: Донецко-Каспийскую на севере и Предкавказскую на юге [133]. Донецко-Каспийская зона относительно приподнята, ее главным тектоническим элементом является вал Карпинского, который по строению фундамента является погребенным восточным продолжением Донбасса. Платформенный чехол вала Карпинского, представленный юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, имеет мощность от 0,5—1,0 км на западе до 2,0—2,5 км на востоке. В современном плане поверхность фундамента этого вала имеет форму крупного структурного носа, осложненного локальными поднятиями. От Русской плиты он отделен тектоническим швом, по которому герциниды Донбасса контактируют с Курско-Воронежским докембрийским массивом. Над этим глубинным разломом получили развитие пришовные локальные структуры вала Карпинского, условно объединяемые в Промысловско-Цубукский блок.

Предкавказская тектоническая зона Скифской плиты отличается от Донецко-Каспийской более резкой структурной расчлененностью поверхности фундамента и платформенного чехла, а также большими полнотой разреза и мощностью осадочных толщ. Здесь наряду с линейными, параллельными Кавказу структурами присутствуют крупные поднятия и депрессии неправильных очертаний, в общем ориентированные субмеридионально.

Границей двух названных региональных зон служит Манычская система глубинных разломов в фундаменте, на которую наложены линейные депрессии — Тузловский, Гудиловский и Прикумский прогибы (рис. 42). Общая протяженность Манычского желоба 500 км, ширина 30—60 км, глубина его днища до поверхности фундамента колеблется от 2.0 км на западе до 5,0 км на востоке.

Гудиловский прогиб получил развитие над грабеном в теле фундамента, причем разломы, образующие грабен, прослеживаются и в платформенном чехле вплоть до эоценовых отложений. Разломы являются конседиментационными, о чем свидетельствует проявление эффузивного и интрузивного магматизма — присутствие прослоев туфов внутри нормально осадочных пород нижнего мела [126].

Предкавказская часть плиты, расположенная к югу от Манычской системы прогибов, расчленяется на три структуры I порядка: Азово-Кубанскую впадину на западе, Ставропольский свод в центре и Терско-Кумскую впадину на востоке. Южным ограничением этих тектонических элементов служат Северо-Кавказский краевой массив и Адыгейский и Минераловодский выступы.

Азово-Кубанская впадина осложнена структурами II порядка — это Северо-Азовская зона прогибов, Центральноазовский и Ейско-Березанский валы и Индоло-Кубанская депрессия. Западная часть этой депрессии входит в состав альпийской геосинклинали (по кайнозойскому

комплексу), так как представляет собой краевой прогиб Кавказа, называемый Западно-Кубанским.

Положение Западно-Кубанского краевого прогиба, Ейско-Березанской зоны поднятий и Ростовского выступа Украинского кристалли-

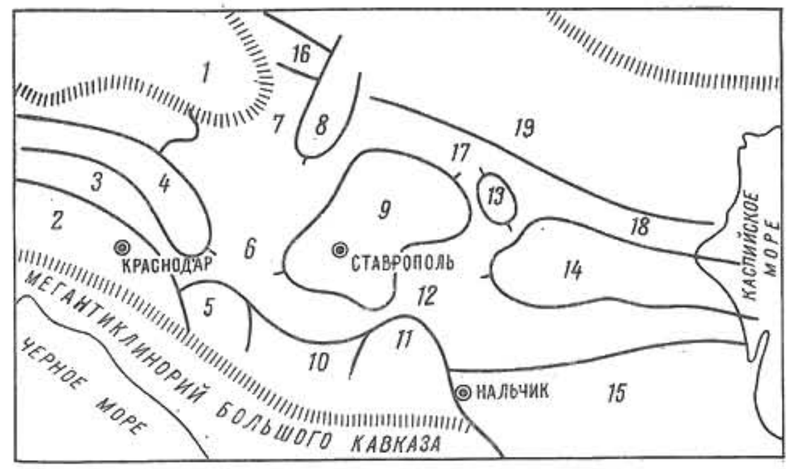


Рис. 42. Схема основных структурных элементов Скифской плиты [126].

Структурные элементы: *1* — Ростовский выступ; *2* — Западно-Кубанский прогиб; *3* — Тимашевская ступень; *4* — Ейско-Березанская зона поднятий; *5* — Адыгейский выступ; *6* — Восточно-Кубанский прогиб; *7* — Целинская седловина; *8* — Сальское поперечное поднятие; *9* — Ставропольский свод; *10* — Северо-Кавказский краевой массив; *11* — Минераловодский выступ; *12* — Чернолесский прогиб; *13* — Арзгирское поднятие; *14* — Прикумско-Тюленевский вал; *15* — Терско-Каспийский прогиб; *16* — Тузловский прогиб; *17* — Гудиловский прогиб; *18* — Прикумский прогиб; *19* — вал Карпинского.

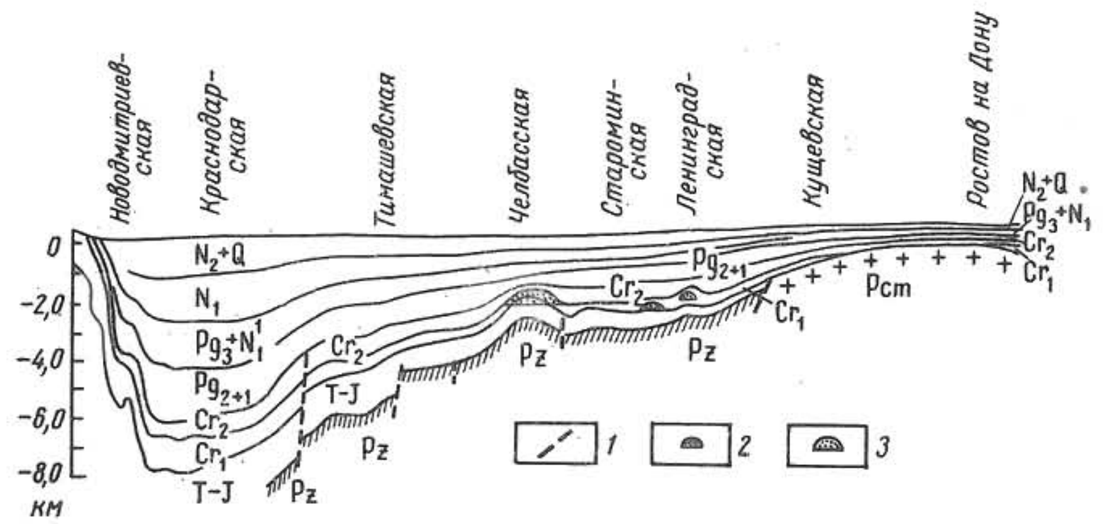


Рис. 43. Геологический профиль через Предкавказье по линии Новодмитриевская—Ростов [126].

1 — разрывные нарушения; залежи: *2* — нефтяные, *3* — газовые и газоконденсатные.

ческого массива иллюстрируется профилем по линии Новодмитриевская — Ростов (рис. 43).

Ставропольский свод, занимающий центральную часть Предкавказской региональной тектонической зоны плиты, входит в систему поперечного воздымания, протягивающуюся через весь Кавказ, Скиф-

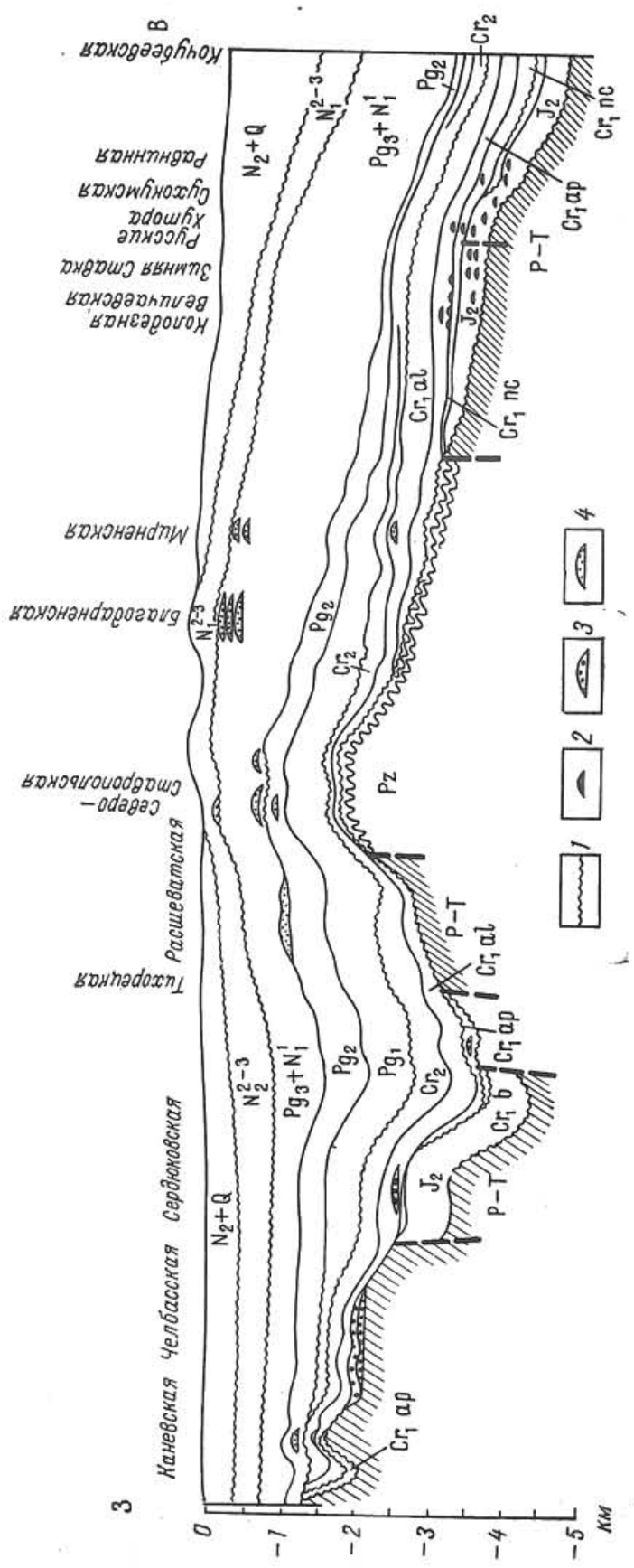


Рис. 44. Геологический профиль через Предкавказье по линии Каневская—Кочубеевская [126].
1 — стратиграфические несогласия; залежи: *2* — нефтяные, *3* — газоконденсатные, *4* — газовые.

скую и Русскую плиты. На Кавказе этой системе отвечает горстообразное поднятие докембрийских и палеозойских пород, а в Закавказье — Дзирульский массив.

Площадь Ставропольского свода 30 тыс. км^2; фундамент на его вершине поднят до отметки —650 м, а на крыльях опущен до глубин 2,0—2,2 км. Он разделяется субширотными разломами на два блока — Северо-Ставропольский и Южно-Ставропольский.

Крупнейшим тектоническим элементом Восточного Предкавказья является Терско-Кумская впадина с размерами 300×250 км.

Внутри Терско-Кумской впадины главными структурами II порядка являются Прикумско-Тюленевский вал и Чернолесский прогиб.

Положение Ейско-Березанского поднятия, Восточно-Кубанского прогиба, Ставропольского свода, Прикумско-Тюленевского вала и Чернолесского прогиба иллюстрируется субширотным профилем через Предкавказье (рис. 44). На рис. 44 отчетливо проступает тесная связь между структурным планом по разным горизонтам чехла и размещением залежей углеводородов по разрезу (газоконденсатные и нефтяные залежи в юре и нижнем мелу на погребенных Ейско-Березанском и Прикумско-Тюленевском поднятиях; залежи газа в кайнозое на возрожденном Северо-Ставропольском своде).

§ 3. РАЗМЕЩЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕАЗИАТСКОЙ И ПРЕДКАВКАЗСКОЙ ПРОВИНЦИЙ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Современный тектонический план Туранской и Скифской плит в общем достаточно отчетливо определяет границы территорий регионального нефтегазонакопления — провинций, областей, районов и крупных зон. Значительная часть Туранской плиты представляет собой Среднеазиатскую провинцию, в пределах которой промышленная нефтегазоносность установлена на северном борту Южно-Мангышлакско-Устюртской зоны прогибов, на северном и северо-восточном бортах Амударьинской впадины, на северо-западном и южном бортах и в центре Мургабской депрессии (рис. 45).

Своды и группы поднятий, разделяющие эти три главные области устойчивого прогибания, оказались бесперспективными вследствие геологической раскрытости недр. Исключение составляет относительно погруженный Центральнокаракумский свод, но ресурсы газа, разведанные в его центральной части, невелики.

Несомненно, перспективны Бахардокская моноклиналь и Предкопетдагский краевой прогиб, но здесь пока не выявлены достаточно крупные тектонические осложнения, которые могут служить ловушками нефти и газа.

Устюртская синеклиза близка по геологическому строению Амударьинской впадине.

Восточно-Аральская и Сырдарьинская впадины северо-северо-восточной части Туранской плиты в мезозое малоперспективны: они выполнены сравнительно маломощным платформенным покровом, в составе которого отсутствуют (или распространены спорадически) юрские отложения, а нижнемеловой комплекс представлен преимуще-

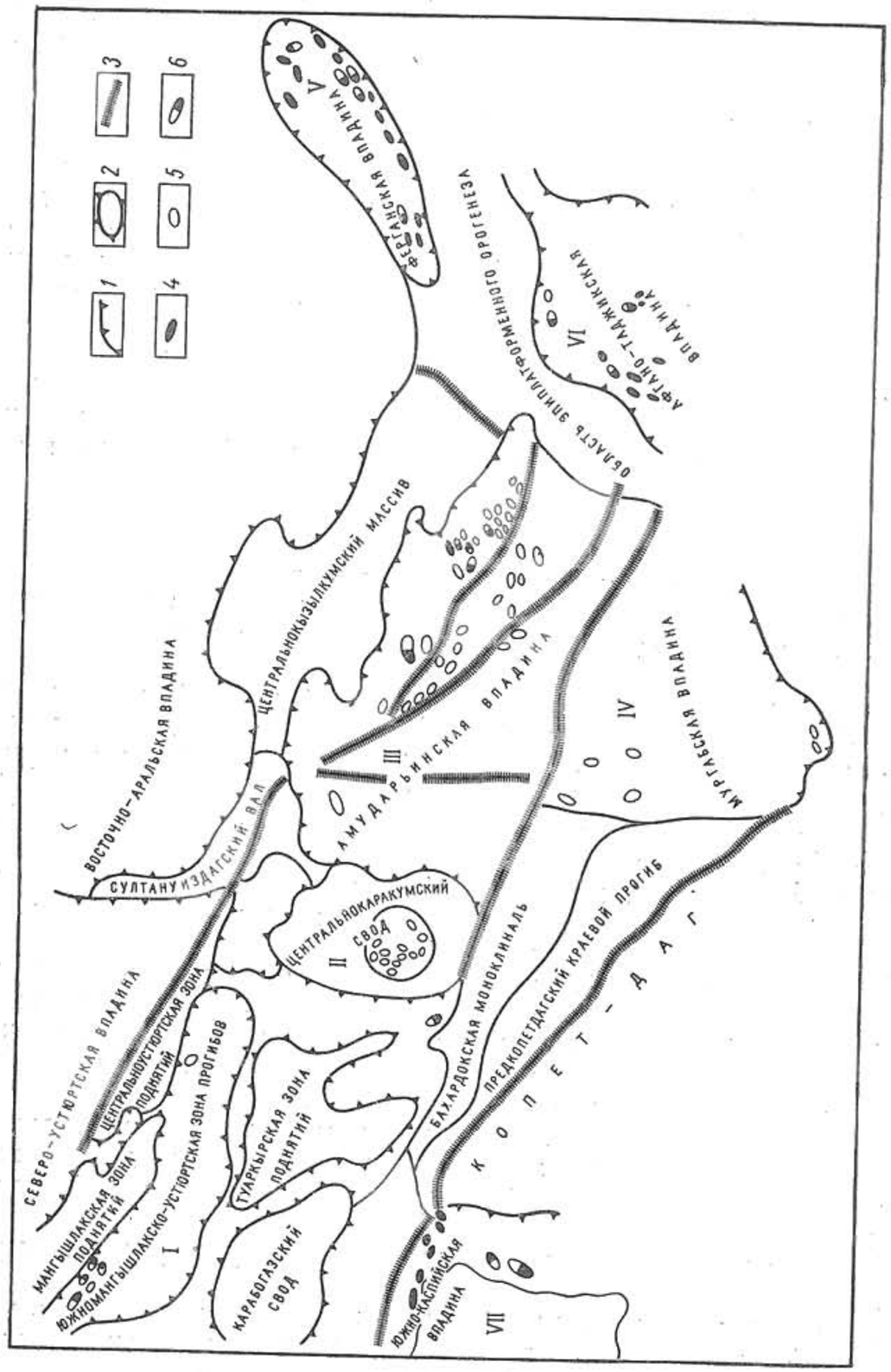


Рис. 45. Схема расположения нефтегазоносных областей Средней Азии [49].

1 — контуры крупных депрессий; *2* — контуры крупных поднятий; *3* — глубинные разломы месторождения: *4* — нефтяные, *5* — газовые, *6* — нефтегазовые и газонефтяные.
Нефтегазоносные области в пределах Туранской плиты: *I* — Южно-Мангышлакская, *II* — Центральнокаракумская, *III* — Амударьинская (Бухаро-Хивинская), *IV* — Мургабская; нефтегазоносные области на территории эпиплатформенного орогенеза и в пределах альпийской геосинклинали; *V* — Ферганская; *VI* — Афгано-Таджикская, *VII* — Западно- Туркменская.

ственно континентальными, красноцветными и пестроцветными терригенными толщами.

Геотектонические позиции Восточно-Аральской и Сырдарьинской впадин, которые находятся на погребенном южном склоне Центральноказахстанского массива, сходны с положением Омской, Кыштовской, Чулымской и Кулундинской депрессий южной окраины Западно-Сибирского бассейна.

Юго-юго-западная часть Туранской плиты в определенной степени сходна с центральными и северными районами Западно-Сибирской мегасинеклизы. Это сходство выражается в большой мощности осадочного выполнения (до 6—8 км и более в центрах впадин) и в полном разрезе чехла — от юрской системы до миоцена. Однако на Туранской плите осадконакопление протекало почти непрерывно только во впадинах, тогда как своды и крупные зоны линейных поднятий неоднократно подвергались денудации.

В пределах Западной Сибири своды и мегавалы не выступали в мезозое и в палеогеновом периоде над уровнем седиментационного бассейна и лишь отставали в темпе опускания от смежных депрессий. Поэтому в Западно-Сибирской провинции богатейшие зоны нефтегазонакопления связаны с внутренними поднятиями I порядка.

Бесперспективность большинства крупных поднятий Туранской плиты предопределила концентрацию поисково-разведочных работ на бортах впадин.

Нефтегазоносные области Предкавказской провинции определяются границами трех крупных структурных элементов: Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин и Ставропольского свода (рис. 46).

Перспективные зоны контролируются структурами II порядка. Так, Ростово-Сальская зона определяется контурами Ростовского выступа вместе с Сальским поперечным поднятием, Ейско-Березанская — границами одноименного вала, Западно-Кубанская — контурами Западно-Кубанского краевого прогиба и др. [17].

На Скифской плите в отличие от Туранской нефтегазоносными являются не только борта впадин, но и крупные поднятия, включая Ставропольский свод. Это связано с тем, что узкая полоска эпигерцинской платформы Предкавказья была вовлечена в интенсивное опускание в кайнозое; мощность палеогеновых и неогеновых образований даже на Ставропольском своде и на южном склоне Ростовского выступа равна 1,5—2,0 км, а в центре Западно-Кубанского прогиба она достигает 6—7 км. В целом же средняя мощность кайнозойских комплексов в Предкавказье превышает 50% общей мощности платформенного чехла, тогда как на Туранской плите она составляет менее 20%. Поэтому структуры Предкавказья, раскрытые в мезозое (например, Северо-Ставропольский купол), развиваются как крупные конседиментационные поднятия в кайнозое и содержат скопления углеводородов в эоценовых и олигоцен-миоценовых образованиях. Во впадинах стратиграфический диапазон нефтегазоносности очень широк — от юрских отложений до миоценовых включительно, причем скопления нефти и газа в мезозое преобладают в зонах погребенных ловушек, не выраженных по кайнозойским горизонтам (Прикумско-Тюленевский вал, Каневская и Челбасская площади в пределах Ейско-Березанского вала и др.).

В Восточно-Кубанском прогибе залежи газа встречаются как в аптских отложениях, так и в майкопской толще олигоцена — миоцена, поскольку здесь присутствуют сквозные структуры, являющиеся ловушками в нескольких комплексах осадочного чехла. Соотношения

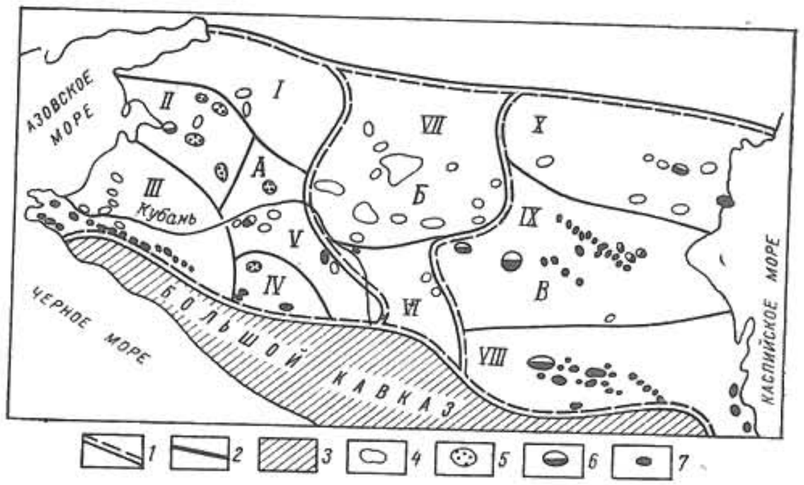


Рис. 46. Схема расположения нефтегазоносных областей и зон Северного Кавказа [17].

1 — границы нефтегазоносных областей; *2* — границы нефтегазоносных зон; *3* — горные сооружения; месторождения; *4* — газовые; *5* — газоконденсатные; *6* — нефтегазовые и газонефтяные, *7* — нефтяные.

А — Азово-Кубанская нефтегазоносная область: зоны: *I* — Ростовско-Сальская, *II* — Ейско-Березанская, *III* — Западно-Кубанская, *IV* — Адыгейская, *V* — Восточно-Кубанская; *Б* — Ставропольская нефтегазоносная область: зоны: *VI* — Южно-Ставропольская, *VII* — Северо-Ставропольская, *В* — Терско-Кумская нефтегазоносная область: зоны: *VIII* — Терско-Сунженская, *IX* — Прикумско-Тюленевская, *X* — Южного склона вала Карпинского.

структурных планов в разрезах мезозоя и кайнозоя различных зон Скифской плиты и соответствующее размещение залежей углеводородов иллюстрируются геологическими профилями, приведенными на рис. 43, 44.

§ 4. РЕГИОНАЛЬНЫЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С КОМПЛЕКСАМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Региональными нефтегазоносными комплексами следует называть осадочные толщи, проницаемые для жидких и газообразных веществ (флюидов), распространенные в пределах всей провинции (или ее большей части) и отделенные друг от друга непроницаемыми породами (флюидоупорами), имеющими также региональное распространение. Зональными комплексами служат проницаемые толщи, развитые в пределах нефтегазоносной области или района.

Стратиграфический объем региональных нефтегазоносных комплексов и флюидоупоров не является постоянным в контурах всей провинции, но скольжение их границ сравнительно невелико (обычно 1—2 яруса). Выделение комплексов должно базироваться на доказательстве их гидрогеологической разобщенности, «независимости» друг от друга, поскольку содержащиеся в каком-либо проницаемом комплексе залежи углеводородов формировались в основном в процессе внутрирезервуарной миграции продуктов превращения органического вещества.

Внутрирезервуарная миграция может осуществляться как по отдельным пластам, по их восстанию (боковая или латеральная миграция), так и сквозь проницаемую толщу снизу вверх до подошвы регионального или зонального флюидоупора (вертикальная миграция).

Межрезервуарной миграцией называется перемещение флюидов из одного комплекса в другой сквозь региональную или зональную покрышку. Путями такого перемещения, как правило, являются разрывные нарушения.

В результате межрезервуарной миграции могут быть сформированы отдельные залежи в многопластовых месторождениях. Однако нет сколько-нибудь убедительных доказательств образования зон регионального нефтегазонакопления (т. е. крупных районов и областей) в верхнем проницаемом комплексе исключительно за счет межрезервуарной миграции флюидов из нижнего комплекса. Справедливость этого важнейшего положения нефтяной геологии будет показана ниже при описании нефтегазоносных комплексов Туранской, Скифской и Западно-Сибирской плит.

Нефтегазоносные комплексы Среднеазиатской провинции

На Туранской плите в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений выделяются три региональных проницаемых комплекса, разобщенных и перекрытых тремя непроницаемыми толщами (рис. 47).

Оптимальное их соотношение установлено в Бухаро-Хивинской (Амударьинской) области, разрез которой можно принять в качестве эталонного для Средней Азии.

К числу проницаемых комплексов в эталонном разрезе относятся юрский терригенно-карбонатный, неоком-нижнеаптский карбонатно-терригенный и альб-сеноманский терригенный. Флюидоупорами служат верхнеюрский (кимеридж-титонский) глинистый и хемогенный комплекс, верхнеаптская глинистая толща, верхнемеловая (начиная с туронского яруса) и палеогеновая карбонатно-глинистая толща [49].

Ниже приводится краткая литологическая характеристика проницаемых и флюидоупорных комплексов.

Юрские отложения. Первый проницаемый комплекс. В юрском проницаемом комплексе обособляются две толщи, вероятно, гидродинамически связанные между собой — нижне-среднеюрская и келловей-оксфордская.

Нижне-среднеюрские образования представлены ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с углистым детритом.

Прибрежно-континентальные фации нижней — средней юры характерны для Горного Мангышлака, Туаркыра, Южно-Мангышлакско-Устюртской зоны прогибов, погруженных участков Бухарской и Чарджоуской ступеней Амударьинской впадины.

В разрезе здесь присутствуют прослои и пачки глинистых пород, содержащих фауну солоноватоводных пелеципод и фораминифер. Фораминиферы описаны из отложений байосского и батского ярусов Южного Мангышлака [32]. Мощность осадков колеблется от нескольких десятков метров на сводовых поднятиях и бортах впадин до 700—1200 м в центрах депрессий. А. Г. Бабаев [12] рассматривает

прибрежно-континентальные фации нижней — средней юры как угленосную паралическую формацию.

Существенно морские алеврито-глинистые образования лейаса и доггера с фауной аммонитов известны вблизи Копет-Дага, в районе

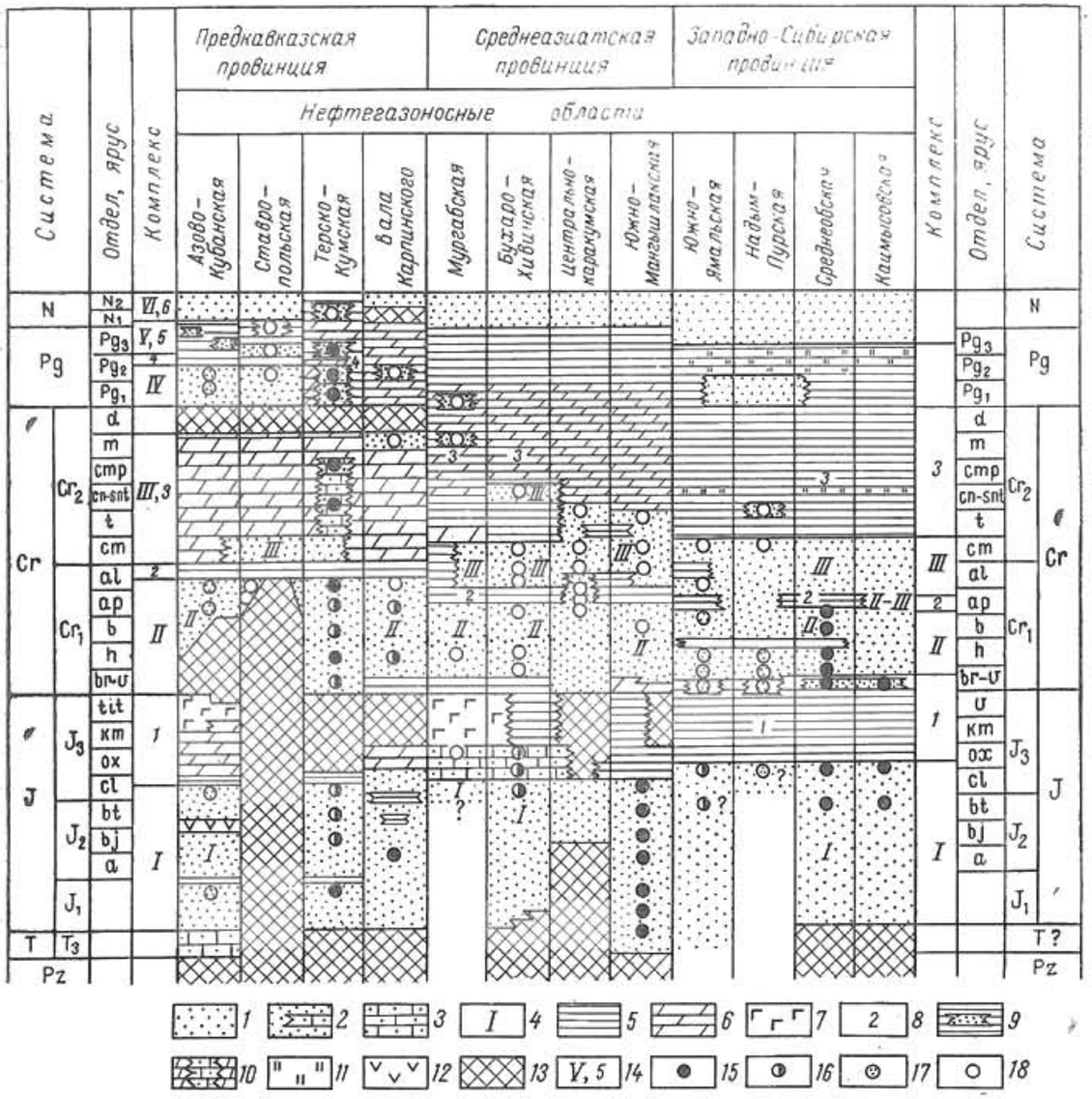


Рис. 47. Схема сопоставления проницаемых и непроницаемых комплексов в мезозойско-кайнозойских отложениях Предказказской, Среднеазиатской и Западно-Сибирской провинциях. Составил М. Я. Рудкевич, 1972.

Проницаемые комплексы: *1* — терригенный, *2* — карбонатно-терригенный, *3* — карбонатный, *4* — индексы комплексов; непроницаемые (флюидоупорные) комплексы: *5* — глинистый, *6* — карбонатный и карбонатно-глинистый, *7* — галогенный (соль, гипс, ангидрит); *8* — индексы комплексов; комплексы сложного сочетания проницаемых и непроницаемых пород: *9* — терригенный (песчано-глинистый), *10* — карбонатный; *11* — прослои кремнистых пород (опок, диатомитов), *12* — прослои эффузивов внутри осадочных пород платформенного чехла, *13* — выступы фундамента в основании чехла или перерывы в осадконакоплении внутри него; *14* — индексы комплексов сложного сочетания проницаемых и непроницаемых пород. Преобладающие залежи углеводородов: *15* — нефтяные, *16* — газонефтяные и нефтегазовые, *17* — газоконденсатные, *18* — газовые.

Большого Балхана, где их мощность составляет 2,5—3,0 км. Они, повидимому, присутствуют и внутри Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины.

Угленосная паралитическая формация нижней — средней юры Бухаро-Хивинской и Южно-Мангышлакской областей и морские осадки Южной Туркмении сходны по строению и условиям образования с большехетской серией Усть-Енисейского района Западной Сибири.

На Туранской плите, как и в Западной Сибири, начало позднеюрской эпохи ознаменовалось региональной морской трансгрессией. Келловей-оксфордские отложения в Западном Узбекистане и Юго-Восточной Туркмении представлены пелитоморфными, неравномерно доломитизированными, участками кавернозными и рухляковыми известняками. Они расчленяются на несколько пачек, отличающихся друг от друга по степени проницаемости. Поэтому одни пачки келловея — оксфорда служат резервуарами нефти и газа, а другие являются зональными и локальными покрышками.

В северо-восточной части Бухарской ступени, в Южном Мангышлаке и Устюрте в низах келловея распространены алеврито-песчаные породы, а верхнекелловей-оксфордские слои сложены глинами.

Почти чистые известняки келловея — оксфорда характерны для пригеосинклинальной зоны плиты (Большой Балхан, Предкопетдагский прогиб), где их мощность достигает 800—1000 м. В более северных районах мощность келловей-оксфордских отложений варьирует от 50—100 м на поднятиях до 300—400 м в депрессиях.

Нижне-среднеюрские и келловей-оксфордские толщи представляют собой два подкомплекса единой проницаемой осадочной серии. Соотношения обоих подкомплексов в Устюрте и Южном Мангышлаке подобны тем, какие существуют между тюменской (нижняя — средняя юра) и васюганской (келловей — оксфорд) свитами и тюменской свитой и вогулкинской толщей (верхняя юра) в Западной Сибири. Глинистые осадки верхнего келловея, оксфорда и кимериджа в Устюрте и Южном Мангышлаке (аналогично абалакской свите Нижнего Приобья) выполняют функции зональной покрышки над нижнеюрско-нижнекелловейским проницаемым подкомплексом.

Юрские отложения. Первый непроницаемый комплекс. Кимеридж-титонские отложения образуют первый снизу региональный непроницаемый комплекс в разрезе мезозоя и кайнозоя Южной Туркмении и Западного Узбекистана. В центре Амударьинской впадины, в Мургабской и Афгано-Таджикской депрессиях к кимериджу — титону относится толща соли и ангидрита с прослоями глин и алевролитов. Ее мощность возрастает от нескольких десятков метров на границе Чарджоуской и Бухарской ступеней до 800—900 м в центре Мургабской впадины.

В Центральнокаракумской, Южно-Мангышлакской нефтегазоносных областях и в Устюртской синеклизе нет мощных соленосных толщ: здесь флюидоупором являются глины келловея — оксфорда и глинисто-мергелистые породы с прослоями гипса, относимые к кимериджу — титону. На отдельных поднятиях кимеридж-титонские слои уничтожены предваланжинской эрозией. В этих условиях может иметь место слияние юрского и неоком-нижнеаптского проницаемых комплексов.

Мощность верхнеюрской покрышки в северных районах плиты колеблется от 50—150 м (Центральнокаракумский свод) до 300—350 м (Устюртская синеклиза).

Нижнемеловые отложения. Второй проницаемый комплекс. В состав неоком-нижнеаптского проницаемого комплекса в Бухаро-Хивинской и Центральнокаракумской областях входят сероцветные и пестроцветные разнозернистые, нередко косослоистые пески и песчаники с пропластками алевролитов и глин (готеривский ярус), сероцветные глины и известняки (барремский ярус) и чередующиеся пески и алевриты (нижнеаптский подъярус). К валанжину относится пачка известковистых глин мощностью 50—60 м.

Общая мощность отложений неокома и нижнего апта возрастает от 300—400 м на Центральнокаракумском своде до 1200—1500 м вблизи Копет-Дага.

Нижнемеловые отложения. Второй непроницаемый комплекс. Второй региональный непроницаемый комплекс представлен сравнительно однородной глинистой толщей верхнеаптского подъяруса. В Мургабской области верхнеаптские глины объединяются с нижнеальбскими. На Центральнокаракумском поднятии в верхнеаптской покрышке присутствуют не выдержанные по простиранию прослои песков и алевритов, которые служат резервуарами газовых залежей. Мощность второго непроницаемого комплекса колеблется от 50—100 м на вершинах поднятий и в северной прибортовой зоне Амударьинской впадины до 300—400 м в днище Мургабской депрессии.

Нижне-верхнемеловые отложения. Третий проницаемый комплекс. Альбский ярус характеризуется мелководно-морскими песчано-глинистыми образованиями на обширной территории, лежащей к югу от Горного Мангышлака, Султануиздага и Кызылкумов. Кызылкумский массив в альбском веке в своей бо́льшей части был сушей. Мощность осадков изменяется от 100 до 1000 м, возрастая с севера на юг, в сторону альпийской геосинклинали. В разрезе альба выделяются две толщи: нижняя — преимущественно глинистая с морской фауной (нижний альб) и верхняя — глинисто-песчаная (средний — верхний альб). Осадки сеноманского яруса аналогичны средне-верхнеальбским, их мощность колеблется от 50—100 м в зонах поднятий до 200—500 м во впадинах.

На Центральнокаракумском своде к альб-сеноманскому проницаемому комплексу причленяются также песчано-алевритовые слои нижнего турона, а в центре Амударьинской и Мургабской впадин, наоборот, пески и алевриты сеномана сменяются глинами, в результате чего проницаемая толща ограничивается здесь средним — верхним альбом. Общая мощность третьего проницаемого комплекса претерпевает сложные изменения — сначала возрастает от Кызылкумов и Горного Мангышлака на юг, достигая 500—700 м в Южном Мангышлаке и Центральной Туркмении, а еще южнее сокращается и в центре Мургабской депрессии составляет 200—300 м вследствие глинизации сеноманских песков и алевритов.

Верхнемеловые отложения. Третий непроницаемый комплекс. В типовом разрезе Бухаро-Хивинской области непосредственной региональной покрышкой альб-сеноманской проницаемой толщи служат плотные глины турона мощностью 50—100 м. В Мургабской впадине в состав этой покрышки кроме туронских глин также входят глинистые породы сеномана и мергели сенона.

На Зеагли-Дарвазинском куполе Центральнокаракумского свода в верхней части туронского яруса развиты пески, резко сокращена мощность нижнетуронской глинистой покрышки, и подошва регионального флюидоупора поднимается в основание толщи сенонских мергелей.

Отложения сантона, кампана и маастрихта, палеоцена и эоцена в Средней Азии представлены писчим мелом, мергелями, известняками и известковыми глинами. Их общая мощность колеблется от 400—500 до 1200—1500 м.

На Туранской плите вследствие ее значительной палеоструктурной расчлененности в турон-эоценовом флюидоупоре присутствуют зональные песчано-алевритовые горизонты, содержащие скопления нефти и газа. Это известковые песчаники маастрихта в Кушкинском районе, на южном борту Мургабской впадины; проницаемые комплексы палеогена в области эпиплатформенного орогенеза (Ферганская, Афгано-Таджикская впадины, южная окраина Мургабской депрессии); линзовидные пласты песков в эоцене Приаралья.

Нефтегазоносные комплексы Предкавказской провинции

В разных областях Предкавказской провинции количество и стратиграфические объемы проницаемых толщ и флюидоупоров неодинаковы. Однако нетрудно показать, что мезозойские нефтегазоносные комплексы и региональные покрышки Предкавказья, Средней Азии и Западной Сибири примерно одновозрастны.

Юрские отложения. Первый проницаемый комплекс. Этот комплекс включает в себя терригенные породы нижней — средней юры и келловея — аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки с пропластками угля. Отложения первого проницаемого комплекса присутствуют только в погруженных зонах, примыкающих к альпийской геосинклинали Кавказа. Их максимальная мощность оценивается в 2000—2500 м.

Юрские отложения. Первый непроницаемый комплекс. В оксфорд-титонское время на Кавказе происходило накопление глубоководных известковистых глин и мергелей, которые севернее сменялись брекчиевидными известняками и фациями барьерных рифов. На платформенном склоне отлагались мелководные песчано-глинистые осадки. В Азово-Кубанской впадине оксфордский ярус представлен известняками и глинами с прослоями гравелитов и брекчий мощностью от 100 до 700 м, кимериджский и титонский ярусы характеризуются пестроцветными глинами, песчаниками с прослойками мергелей, гипсов, ангидритов и каменной соли общей мощностью до 1400 м. В Восточном Предкавказье функции покрышки над первым проницаемым комплексом выполняют известняки, мергели, доломиты и глины оксфорда.

Кимеридж-титонские отложения на северном борту Терско-Кумской впадины были размыты в берриасском веке; в пригеосинклинальной Терско-Сунженской зоне они выражены толщей известняков мощностью до 1500 м.

Нижнемеловые отложения. Второй проницаемый комплекс. Нижнемеловой проницаемый комплекс охватывает: тер-

ригенно-карбонатные осадки валанжина, распространенные только в Южном Предкавказье; песчаники, алевролиты с прослоями органогенно-обломочных известняков готерива — баррема; глинисто-песчаные пачки аптского яруса и кварц-глауконитовые песчаники нижнего альба. Все перечисленные толщи имеют мелководно- и прибрежно-морской генезис, причем наиболее широко распространены нижнеальбские песчаники, которые являются базальными по отношению к трансгрессивной морской толще среднего — верхнего альба. Общая мощность нижнемелового проницаемого комплекса варьирует в пределах 400—1300 м. В отдельных прогибах нижнемеловая проницаемая толща разделяется нижнеаптскими глинами на два подкомплекса — неокомский и апт-альбский [111].

Нижнемеловые отложения. Второй непроницаемый комплекс. В результате обширной средне-позднеальбской трансгрессии все Предкавказье, включая и северную, прибортовую часть Скифской плиты, было перекрыто мощной (до 400—500 м) толщей известковистых, пиритизированных глин. Наличие в породах сингенетичного пирита в Восточно-Кубанском, Гудиловском и Терско-Кумском прогибах указывает на условия сероводородного заражения [17].

Верхнемеловые отложения. Третий (зональный) проницаемый комплекс. Третьим проницаемым комплексом Предкавказья является толща известковистых песчаников сеноманского яруса. Она присутствует в пределах Ейско-Березанского вала, Чернолесского прогиба и Прикумско-Тюленевского поднятия. Мощность толщи не превышает 60—80 м.

К третьему зональному проницаемому комплексу относятся также трещиноватые и кавернозные известняки турон-кампанского возраста, распространенные на отдельных участках Прикумско-Тюленевского вала, где с ними связаны залежи нефти.

Верхнемеловые отложения. Третий непроницаемый комплекс. Третий региональный флюидоупор представлен мелоподобными известняками, мергелями, известковистыми глинами турона — кампана общей мощностью до 600—800 м.

Маастрихтские глины и мергели содержат примесь песчаного материала, а в датском веке Предкавказье испытывало общее поднятие, сопровождавшееся неравномерным размывом меловых отложений.

Палеоцен-эоценовые отложения. Четвертый проницаемый комплекс. Палеоценовые отложения перекрывают образования меловой системы с размывом. В Центральном Предкавказье к палеоцену относится толща песчаников и алевролитов с редкими прослоями глин и раковинных известняков общей мощностью 200—800 м.

В Терско-Кумской впадине алевриты и пески замещаются глинами мощностью 150—200 м, которые накапливались в условиях некомпенсированного прогибания.

В ранне-среднеэоценовое время морская трансгрессия расширилась, охватив площадь всего Предкавказья, а также Прикаспийскую и Днепровско-Донецкую впадины Русской плиты. Нижне-среднеэоценовая часть четвертого проницаемого комплекса представлена алевритами и песками с прослоями глин и мергелей мощностью до 400 м.

В Терско-Кумской депрессии в эоцене продолжалось накопление глин и мергелей в обстановке некомпенсированного прогибания. Общая мощность четвертого проницаемого комплекса в зонах его развития достигает 1000—1200 м.

Эоценовые отложения. Четвертый непроницаемый комплекс. Позднеэоценовое время ознаменовалось дальнейшим расширением трансгрессии и накоплением глинистых и мергелистых осадков общей мощностью 100—300 м.

Олигоцен-миоценовые отложения. Пятый и шестой нефтегазоносные комплексы. Выше верхнеэоценовой региональной покрышки выделяются два своеобразных осадочных комплекса, которые представляют собой сложное сочетание проницаемых и непроницаемых пород. Это отложения майкопской серии (олигоцен нижний миоцен) и толща глинисто-мергелистых образований с невыдержанными прослоями песков (средний — верхний миоцен).

Отложения майкопской серии лежат на подстилающих породах трансгрессивно, перекрывая местами размытые эоценовые и палеоценовые образования. По составу отложения майкопской серии существенно глинистые, их мощность изменяется в очень широких пределах — от 200—300 м вблизи Ростовского выступа до 1400 м в Терско-Кумской впадине и 3000—3500 м в Западно-Кубанском краевом прогибе. Песчано-алевритовые пласты и пачки общей мощностью от 30—50 до 100—110 м широко распространены в низах майкопской серии (хадумский горизонт). К этой части разреза в Центральном Предкавказье приурочены газовые залежи.

В среднем майкопе линзовидные песчаные пласты присутствуют в Прикумском и Ставропольском районах, а также в Ейско-Березанской зоне.

Послемайкопский этап развития Предкавказья отличается неоднократными изменениями размеров и солености морского бассейна в связи со сложными тектоническими движениями. Западно-Кубанский прогиб и Терско-Кумская депрессия в средне-позднемиоценовое время испытывали устойчивое опускание, в результате которого накопилась толща карбонатно-глинистых осадков мощностью до 1400 м. На Ставропольском своде в тарханском и чокракском веках отлагались мелководные известняки и пески мощностью до 100—150 м.

Мелководные пески, известняки-ракушечники конкско-карагандского горизонта мощностью 50—100 м присутствуют на склонах Ставропольского свода, а его центр в это время превращается в область размыва.

Во внутренних и краевых прогибах преобладают глины и мергели мощностью до 400 м.

Прибрежно-морские пески и глины сарматского яруса мощностью до 200 м известны в пределах Ставропольского свода, Ростовского выступа и Ейско-Березанского вала. Во впадинах накапливались мергели и глины, мощность которых в Терско-Сулакском прогибе превышает 1500 м.

На рубеже сарматского и мэотического веков Скифская плита пережила общее воздымание, а морской бассейн был оттеснен в краевые прогибы Кавказа.

Соотношение нефтегазоносных комплексов Западно-Сибирской, Среднеазиатской и Предкавказской провинций

Разрезы мезозойских отложений Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит и нефтегазоносных комплексов, установленных в их пределах, сравнительно хорошо сопоставимы (рис. 47).

Разрез собственно платформенного чехла как в Западной Сибири, так и в Средней Азии и Предкавказье начинается базальной терригенной формацией, образованной ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами нижней — средней юры.

Первый проницаемый комплекс и перекрывающие его глинистые карбонатные и эвапоритовые толщи на всех рассматриваемых плитах сопоставимы по мощности. Максимальные мощности лейаса, доггера и келловея — оксфорда в днищах наиболее погруженных впадин оцениваются в 2000—4000 м (Мургабская депрессия —3000—4000 м, Восточно-Кубанский прогиб —2000—2500 м, Усть-Енисейский мегапрогиб —2000—3000 м). В зонах крупных поднятий мощность варьирует от 100—300 до 600—700 м.

Верхнеюрский непроницаемый комплекс в Средней Азии и Предкавказье отличается от разрезов Западной Сибири более сложным строением и резкими колебаниями мощности. Так, мощность глинисто-соленосной толщи кимериджа — титона изменяется от нескольких десятков до 1000—1400 м. Причем на крупных поднятиях эта толща глубоко эродирована и даже полностью размыта перед валанжинской трансгрессией. На Западно-Сибирской плите новокиммерийская фаза тектогенеза проявилась только в Усть-Енисейском районе, где полная мощность верхнеюрских глин достигает 800—900 м, а глубина предваланжинского размыва в зонах поднятий составляет 400—500 м. Стратиграфически несогласное налегание меловых пород на размытую поверхность юрских горизонтов отмечается в Туруханском и Чулымском районах Приенисейской полосы Западно-Сибирской плиты. Но на огромном пространстве центральных, западных и южных ее частей в позднеюрскую эпоху происходило устойчивое непрерывное опускание, продолжавшееся и в берриас-валанжинское время.

Отражением энергичных новокиммерийских движений является отсутствие осадков берриаса и валанжинского яруса в Западном Предкавказье, всего неокома в центрах Ставропольского и Карабогазского сводов, господство в берриас-готеривское время континентальных условий седиментации на Туаркыре, в Центральных Каракумах, в Юго-Восточной Туркмении и Северном Афганистане. Только в барреме и в начале аптского века происходит общее погружение всей площади Туранской и Скифской плит. Поэтому второй проницаемый комплекс в Предкавказье и Средней Азии имеет значительно меньшую мощность (400—800 м), чем в Западной Сибири (800—1500 м), и отличается наличием зональных перерывов в осадконакоплении, а на отдельных участках, возможно, гидродинамически связан с юрской проницаемой толщей.

Второй региональный флюидоупор аптского возраста на Туранской и Западно-Сибирской плитах и средне-верхнеальбского возраста в Предкавказье почти повсеместно характеризуется плотными темно-серыми и черными глинами мощностью от 40—50 до 150—200 м.

Третий проницаемый комплекс — альб-сеноманский в Средней Азии, верхнеапт-сеноманский в Западной Сибири — на огромном пространстве центральных и северных районов Западно-Сибирской плиты, в Амударьинской впадине, Южно-Мангышлакском мегапрогибе и на Центральнокаракумском своде представлен преимущественно алеврито-песчаной толщей с резко подчиненными по мощности и не выдержанными по простиранию глинистыми разделами.

В Предкавказье третий проницаемый комплекс развит не повсеместно вследствие преимущественно глинистого состава верхнеальбских и сеноманских осадков.

Мощности третьего проницаемого комплекса на двух сравниваемых плитах очень близки: 600—1100 м в Средней Азии и 800—1300 м в Западной Сибири.

Турон-сенонские отложения почти на всей площади Центральноевразиатской платформы образуют региональную покрышку. Мощности верхнемелового флюидоупора на всех плитах соизмеримы, но градиенты их изменения весьма различны в пределах отдельных крупных геоструктурных единиц. В целом эти градиенты сравнительно невелики в Предкавказье и в южной половине Западно-Сибирского бассейна и значительны в Средней Азии и на севере Западной Сибири.

Кайнозойские проницаемые и непроницаемые толщи в отличие от мезозойских носят скорее зональный, чем региональный характер, так как в палеогене и особенно в неогеновом периоде отдельные сегменты земной коры внутри Центральноевразиатской платформы переживали сложные разнонаправленные движения.

В Предкавказье альпийский тектогенез проявился в энергичном опускании всей Скифской плиты, где мощность и площадь распространения палеогеновых и миоценовых образований превосходят мощность и особенно площадь развития мезозойских формаций.

На Туранской плите в активные резко дифференцированные движения были вовлечены зоны, примыкающие к альпийской геосинклинали (к Южно-Каспийской впадине, Копет-Дагу), а также к Тяньшаньской области эпиплатформенного орогенеза. Эти движения оказали значительное влияние на развитие мезозойских структур Туранской плиты в целом и особенно ее южной и юго-восточной окраин.

Неогеновая активизация также проявилась в северных районах Западно-Сибирской плиты, что было показано выше, при описании истории развития последней.

Некоторые кайнозойские нефтегазоносные комплексы Предкавказской провинции имеют аналоги в зонах альпийской активизации на Туранской плите (палеоценовые продуктивные песчаники Кушкинского района Мургабской области, эоценовые газоносные пески Приаралья). На Западно-Сибирской плите такие аналоги не установлены.

В целом сопоставимость разрезов платформенного чехла Предкавказья, Средней Азии и Западной Сибири свидетельствует о единстве седиментационных циклов как отражении известной синхронности волновых движений земной коры (макроколебаний) на огромных пространствах.

Н. Ю. Успенская [134] отмечает также сходство разрезов мезозойских отложений Скифской и Туранских плит, с одной стороны, и эпипалеозойских платформенных впадин Западной Европы,— с другой.

§ 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕЗАВИСИМОСТИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Геохимические показатели имеют важное значение в обосновании стратиграфического объема и пространственного распространения региональных и зональных нефтегазоносных комплексов и флюидоупоров. Чисто геологический и литолого-фациальный анализы не всегда дают однозначный ответ на вопрос о границах продуктивных толщ и о наличии или отсутствии связи между ними.

Так, например, ряд исследователей развивает положение о том, что в Среднеазиатской провинции залежи газа и нефти в неоком-нижнеаптском проницаемом комплексе образовались в результате вертикальной миграции углеводородов из юрских горизонтов. Одним из доказательств такого положения служит тот факт, что при переходе от Чарджоуской ступени к Бухарской по мере выклинивания кимеридж-титонской соли, играющей роль региональной покрышки, появляются залежи газа и нефти в большом числе пластов нижнего мела и даже в сеномане, тогда как на Чарджоуской ступени промышленные скопления углеводородов присутствуют только в юрских отложениях [33].

Имеются данные о проявлении разломов в чехле и гидрохимических аномалиях, связанных с ними. По-видимому, не исключено образование некоторых залежей углеводородов в приразломных зонах в результате межрезервуарной миграции [18]. Кроме того, межрезервуарный переток флюидов возможен и вдоль поверхностей зональных раннеокомских размывов и несогласного перекрытия юрской терригенной толщи готеривскими или барремскими песчаниками. Однако, нельзя объяснить формирование региональных водоносных комплексов со своими газово-гидрохимическими особенностями исключительно за счет перетока флюидов из нижних проницаемых толщ в верхние по разломам или вдоль поверхностей стратиграфического несогласия.

Г. П. Якобсон, Ф. П. Самсонов и Г. Х. Дикенштейн [147] выделяют три области внутри Среднеазиатского (Каракумского) артезианского бассейна, существенно отличающиеся друг от друга по режиму подземных вод.

1. Область весьма затрудненной гидродинамической связи между юрским, неоком-нижнеаптским и апт-сеноманским проницаемыми комплексами. Это Юго-Восточная Туркмения и Северный Афганистан.

2. Область с облегченной связью между юрской и неоком-нижнеаптской толщами и с хорошей изоляцией от нижележащих горизонтов альб-сеноманского комплекса. В нее входят Центральнокаракумский свод, Хивинский прогиб и Бухарская ступень.

3. Область, где все три комплекса гидродинамически связаны между собой, в результате чего воды из нижних горизонтов разгружаются в вышележащие проницаемые толщи. Это Туаркырская и Центральноустюртская зоны поднятий.

Область свободного сообщения (связи) между разновозрастными горизонтами является малоперспективной в нефтегазоносном отношении.

Для второй области указанные авторы допускают существование зон скрытой разгрузки юрских вод в неоком-нижнеаптскую толщу, что привело, по их мнению, к формированию в последней залежей газа.

Трудно доказать свободную гидродинамическую связь между юрской, неоком-нижнеаптской и апт-альбской проницаемыми толщами на обширном пространстве, если принять во внимание резкие различия в газово-гидрохимической характеристике этих трех комплексов. Г. П. Якобсон и др. [147] пришли к выводу, что в области весьма затрудненной гидродинамической связи между разновозрастными горизонтами юры и мела, т. е. в Мургабской впадине, формирование залежей углеводородов в отложениях неокома не может быть обусловлено поступлением флюидов из подсолевых юрских отложений.

По данным Э. А. Бакирова и З. А. Табасаранского [34] давление насыщения газом готеривского водоносного горизонта в зоне крупных газовых залежей Мургабской области (Байрамали, Шарапли, Шатлык и др.) соизмеримо с пластовым давлением, что исключает вторичную природу этих залежей.

Гидродинамические построения Д. А. Джангирьянца, Л. И. Морозова и других исследователей [56] подтверждают разобщенность палеогеновых, меловых и юрских водоносных комплексов в пределах Южно-Мангышлакской области. Юрские отложения здесь содержат высокоминерализованные воды (140—180 г/л) хлоркальциевого типа. Карты гидроизопьез, составленные упомянутыми исследователями для отдельных горизонтов юрской проницаемой толщи, показывают направление движения вод из центра прогиба в сторону Горного Мангышлака. Меловые отложения характеризуются водами сульфатно-натриевого типа с низкой минерализацией (до 18 г/л), воды движутся в направлении, противоположном юрскому потоку: от Горного Мангышлака в сторону Каспийского моря. Палеогеновый водоносный комплекс по гидродинамическим особенностям близок меловому.

Гидрогеологическая разобщенность юрских, меловых и палеогеновых отложений установлена также для территории Устюртской синеклизы.

В юрском комплексе здесь присутствуют воды хлоркальциевого типа с общей минерализацией 120—170 г/л, с растворенным метановым газом, упругость которого нарастает к центру котловины. Воды альб-сеноманского и сантонского горизонтов относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу, причем их минерализация снижается вниз по разрезу (2,0—7,5 г/л в сантоне и 0,3—2,5 г/л — в апте — альбе). В составе растворенного газа преобладает азот (до 98%). Только в днищах впадин несколько увеличивается содержание метана — до 15% [120]. Непосредственно над промытыми меловыми отложениями, в эоценовых песках Приаралья и Северо-Западного Усгюрта вновь распространены воды хлоркальциевого типа с минерализацией от 19 до 117 г/л [44].

В эоценовых осадках прибрежно-морского генезиса, на глубинах 300—400 м, открыты залежи газа. Покрышкой эоценового продуктивного горизонта служат глины чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен). Газ имеет преимущественно метановый состав (95—97%), содержание тяжелых углеводородов не превышает 1,6%, азота — 2,6—2,8%, упругость газа приближается к 35—50 кгс/см² вблизи залежей, дефицит упругости за контурами скоплений равен 20—25%. Возраст вод в эоценовом горизонте, определенный по гелий-аргоновому методу, оценивается в 20—25 млн. лет, возраст вод альб-сеноманских отложений составляет 0,8 млн. лет [43, 121].

Углерод эоценового газа Базайского месторождения обогащен легким изотопом ($\delta C^{13} = -6{,}9 \div -7{,}6\%$).

Глины и алевриты вмещающей толщи битуминозны, битум кислый, сингенетичный, что указывает на раннюю стадию преобразования органического вещества. Подстилающие верхнемеловые и покрывающие олигоцен-миоценовые осадки бедны органическим веществом [121].

Приведенные данные не могут вызывать сомнений в том, что эоценовый газ продуцировался во вмещающих осадках, в зонах конседиментационных депрессий Устюртской синеклизы.

Битуминологические исследования осадочных пород Бухаро-Хивинской области дают основание для выделения в качестве нефтепроизводящих свит терригенной толщи средней юры, карбонатных и терригенно-карбонатных образований келловея — оксфорда и терригенно-глауконитовой формации альба — сеномана [55].

Относительно нефтегазопродуцирующих свойств неоком-нижнеаптского комплекса существуют расхождения во мнениях между отдельными специалистами.

И. С. Старобинец [123], И. С. Старобинец, И. Д. Чапала [124], В. Я. Соколов, С. П. Вальбе, А. И. Ольховский [117], А. К. Каримов [55] считают неокомские отложения нефтегазопроизводящими. И. М. Алиев [4], А. Г. Бабаев [12] пришли к выводу о том, что неокомские толщи Амударьинской и Мургабской впадин по содержанию органического вещества и по его составу могут быть газоматеринскими. М. Т. Аванесян и И. М. Алиев [1] отмечают, что продуктивные горизонты неокома Юго-Восточной Туркмении имеют прибрежно-морское происхождение; они охарактеризованы фауной пелеципод, морских ежей, мшанок, фораминифер и накапливались в обстановке, благоприятной для захоронения органического вещества. Последующее погружение этих толщ на значительную глубину привело к генерации углеводородных газов и их скоплению в залежах.

Объективным показателем независимости того или иного комплекса может служить характер изменения состава и свойств нефтей, газов и конденсатов по падению или восстанию продуктивных горизонтов.

М. С. Бурштар и А. Д. Бизнигаев [17] выделяют семь зональных и региональных комплексов в Предкавказье: среднемиоцен-плиоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский), палеоцен-эоценовый, альбский, аптский, неокомский и юрский.

Нефти относительно древних толщ более легкие и парафинистые по сравнению с нефтями молодых комплексов, находящихся на тех же глубинах. Так, например, плотность нефти майкопской свиты в Западно-Кубанском прогибе на глубинах 1000—1500 м 0,837—0,873 г/см³, содержание в ней смол 14—30%, парафина 3—4%. Нефть среднемиоценового комплекса на той же глубине более тяжелая и смолистая (плотность 0,893—0,937 г/см³, содержание смол 26—49%, парафина 1,2—8,2%).

В Прикумской зоне обнаружено существенное отличие нефтей альбских отложений (горизонты I—IV) от нефтей аптских и неокомских пластов. Отсутствует также гидрогеологическая связь альбских проницаемых горизонтов с ниже- и вышележащими образованиями.

О преимущественно внутрирезервуарной миграции углеводородов в процессе формирования залежей говорит характер изменения состава

нефтей барремского яруса в пределах одной зоны по простиранию продуктивных пластов. Так, в направлении от месторождения Колодезного к Зимней Ставке и Озексуату горизонты VIII—IX погружаются на 200 м. Это погружение сопровождается уменьшением плотности от 0,828 до 0,810 г/см³, снижением содержания ароматических углеводородов в легкой фракции от 14 до 8—10% и увеличением количества метана от 42 до 51% [6]. Природные газы хадумского горизонта Ставропольского свода резко отличаются по составу от газов палеоценовых и мезозойских отложений этого же свода, что свидетельствует об образовании первых во вмещающем хадумском комплексе [61].

С. Н. Раджабов и З. А. Табасаранский [95] показали необоснованность представлений о происхождении залежей нефти и газа в меловых отложениях Амударьинской и Мургабской впадин в результате межрезервуарной миграции из юрского комплекса.

Эти авторы проанализировали более 200 проб газа из мезозойских пластов на содержание в них нормального бутана и его изомеров. Они установили, что величина отношения содержаний нормального бутана и изобутана (бутановый коэффициент) возрастает от более молодых отложений к древним. Обогащенность юрских газов нормальным бутаном, являющимся более миграционно-способным, чем изобутан, исключает вертикальную миграцию газа из юрских в меловые отложения. Кроме того, в самóй меловой толще существуют, по крайней мере, два разобщенных нефтегазоносных комплекса — неоком-нижнеаптский и альб-сеноманский, которые являются одновременно и нефтегазопроизводящими. В доказательство этого С. Н. Раджабов и З. А. Табасаранский приводят данные о резком различии свойств газоконденсатов из альб-сеноманских и неокомских горизонтов на Газлинском месторождении. Конденсаты пластов IX и X (альб — сеноман) тяжелые (плотность 0,824—0,833 г/см³), содержат незначительное количество бензиновых фракций и состоят в основном из нафтеновых углеводородов (до 97% во фракции, выкипающей до 200°С).

Конденсаты неокома (пласт XIII) легкие (плотность 0,775—0,777 г/см³), состоят из бензино-лигроиновых компонентов и характеризуются метано-нафтеновым типом (30—35% метана, 36—42% нафтеновых и 25—30% ароматических углеводородов во фракции, выкипающей до 200°С).

Указанные авторы заключают, что питание углеводородами альб-сеноманских и неоком-нижнеаптских отложений происходило из различных источников, а основным видом перемещения флюидов следует считать латеральную миграцию.

В. С. Саркисян и В. П. Шугрин [113] выделяют в Амударьинской и Мургабской впадинах четыре разновозрастных осадочных комплекса, генерировавших углеводороды: нижне-среднеюрский, келловей-оксфордский, кимеридж-титонский и неокомский. К такому выводу они пришли, изучая относительное содержание в нефтях и конденсатах этил-бензола и суммы ксилолов. Численные показатели содержания этих ароматических углеводородов в разновозрастных отложениях не одинаковы: в нефтях и конденсатах нижней — средней юры этил-бензол составляет 13%, сумма ксилолов — 87%; в нефтях келловей-оксфордских отложений — соответственно 7 и 93%, а в нефти кимеридж-титонских осадков — 26 и 74%. В неокомских конденсатах Шатлыкско-

го месторождения почти отсутствуют легкие ароматические углеводороды.

Заметные различия параметров нефтей установлены и для разновозрастных комплексов Западно-Сибирского бассейна. По данным В. В. Иванцовой и Г. П. Сверчкова [51], отношение содержаний суммы метано-нафтеновых углеводородов и ароматических (коэффициент K) нефтей из среднеюрских отложений варьирует в пределах 2—14, плотность их составляет 0,82—0,89 г/см³, содержание парафина 2—16%, смол и асфальтенов —2—15%. Для нефтей из верхневаланжинских горизонтов величина K изменяется от 0,9 до 2,0, плотность их 0,83—0,90 г/см³, содержание парафина 1—4%, смол и асфальтенов — 5—25%. Нефти готерив-барремской толщи имеют следующие характеристики: величина K меняется от 1 до 2,3, плотность 0,81—0,95 г/см³, содержание парафина 1—4%, количество смол и асфальтенов 4—22%.

В.В. Иванцова и Г. П. Сверчков [51] считают, что состав и свойства нефтей различных стратиграфических комплексов изменяются незакономерно, хотя и намечается общая тенденция возрастания плотности и содержания смол и асфальтенов и убывания количества парафинов снизу вверх по разрезу, от более древних к более молодым горизонтам.

Позднее В. В. Иванцова и Г. П. Сверчков [52] указывали, что нефти верхнеюрского пласта Ю-I Ханты-Мансийской впадины разнотипны, и объясняли это генерацией углеводородов из разнофациальных пород юрской системы. В то же время названные исследователи пришли к заключению об однотипности нефтей по всему продуктивному разрезу — от средней юры до баррема — в пределах Сургутского свода. Такое явление связывалось ими с наличием единого (средне-верхнеюрского) источника углеводородов и перетоком нефтей в меловые горизонты по тектоническим нарушениям и трещиноватым зонам в глинистых покрышках.

Несостоятельность подобных утверждений показана в работе И. А. Юркевича, М. Ф. Лобановой и Р. В. Шатковской [146]. Систематизировав результаты анализов более 500 проб нефтей из различных месторождений, пластов и свит, они пришли к выводу о том, что нефти юрской толщи повсеместно и существенно отличаются от нефтей неокома. Последние же обладают заметно различными характеристиками на площадях Сургутского и Нижневартовского сводов. Все это, по мнению упомянутых исследователей, свидетельствует в пользу существования целого ряда регионально и стратиграфически локализованных зон нефтеобразования.

Анализ изменения плотности нефтей по падению продуктивных горизонтов внутри только одного неоком-нижнеаптского комплекса Сургутского района позволяет предполагать наличие трех разобщенных подкомплексов: верхневаланжинского с пластами $БС_{8-10}$, готеривского с горизонтами $БС_{1-6}$ и барремского с горизонтами $АС_{4-10}$. Каждый из подкомплексов характеризуется своей величиной среднего градиента уменьшения плотности с глубиной: для пластов $БС_{8-10}$ эта величина равна 0,006 г/см³ на 100 м; для горизонтов $БС_{1-6}$ — 0,026, а для пачки песчаников $АС_{4-10}$—0,004 г/см³ на 100 м [127].

Присутствие нескольких региональных нефтегазогенерирующих толщ в разрезе мезозоя Западно-Сибирской провинции подтверждается результатами изучения изотопов углерода природных газов [53]. Величина δC^{13} углерода «сухого» сеноманского газа колеблется в пределах —5,9÷ —6,78‰.

Валанжинский газ Уренгойского и Новопортовского месторождений «жирный» (C_2H_6—6,2—4,8%, C_3H_8—1,7—3,1%, C_4H_{10}—0,2—1,05%, C_5H_2 — 1,0—0,2%). Величина δC^{13} варьирует от —4,28 до —4,56‰.

Газы юрского комплекса из залежей Усть-Енисейской области близки к валанжинским, но отличаются от них по изотопному составу углерода: δC^{13} колеблется в пределах —3,85÷ —4,42‰.

Резко пониженное содержание изотопа C^{13} в углероде сеноманского газа указывает на его близость к болотному метану и свидетельствует об отсутствии связи между апт-сеноманским и более древними комплексами юры и мела.

Таким образом, характер пространственного изменения состава и свойств нефтей, газов и конденсатов в пределах Центральноевразиатской платформы подтверждает существование нескольких самостоятельных нефтегазоносных толщ в разрезе осадочного чехла, свидетельствует о цикличности, многофазности процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Этот важный вывод является справедливым и по отношению к другим седиментационным бассейнам, в частности — к Волго-Уральской провинции [29].

ГЛАВА V

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕАЗИАТСКОЙ, ПРЕДКАВКАЗСКОЙ И ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

В главе III была показана роль палеотектоники в формировании зон регионального нефтегазонакопления, размещении залежей по стратиграфическому разрезу и в дифференциации скоплений углеводородов по их фазовому состоянию. Описанные закономерности были выведены из анализа истории развития Западно-Сибирской плиты. Материалы по другим платформенным территориям позволяют оценить универсальный характер палеотектонических критериев нефтегазоносности.

Если нефть и газ образуются из рассеянного органического вещества, выпадающего вместе с осадком на дно бассейна, а формирование залежей углеводородов происходит в результате миграции и аккумуляции, то несомненна теснейшая связь между этими процессами и историей тектонического развития отдельных регионов и крупных структур, которые образуют зоны регионального нефтегазонакопления.

Наиболее близкими к нефтегазоносным областям и районам Западной Сибири по истории развития (и поэтому хорошо сопоставимыми) являются перспективные территории Средней Азии и Северного Кавказа.

§ 1. СРЕДНЕАЗИАТСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Южно-Мангышлакская область

В пределах Южно-Мангышлакской области, связанной с одноименным мегапрогибом, крупная зона нефтегазонакопления контролируется Жетыбай-Узенской ступенью, осложняющей северо-северо-восточный борт линейной депрессии. Последняя развивалась как зона длительного устойчивого мезозойского и кайнозойского опускания. К концу триасового периода здесь уже существовали почти все структуры II порядка [68]. Жетыбай-Узенская ступень в современном структурном плане по отражающему горизонту $III^г$ (низы неокома) вытянута в западно-северо-западном направлении на 140—150 км, ее ширина 30—40 км (рис. 48).

На ступени выделяются платформенные антиклинали, расположенные кулисообразно относительно друг друга, — Узенская, Жетыбайская, Тенгинская и др.

Палеотектонические построения, выполненные О. П. Корчиным [62] для Узенского и Жетыбайского локальных поднятий, отражают существование обеих структур по кровле байоса уже в батском веке. В дальнейшем они развивались по унаследованному плану. Однако рост поднятий был неравномерным. Конседиментационная складчатость ослабевала на этапах воздымания Горного Мангышлака и сопряженного

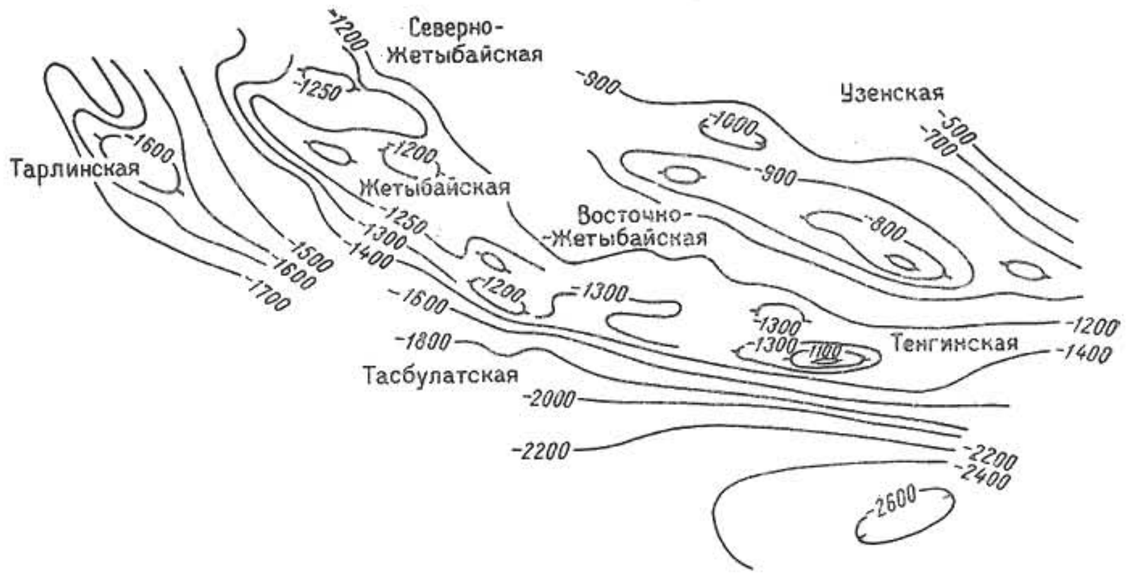


Рис. 48. Структурная карта Жетыбай-Узенской ступени по отражающему горизонту $III^г$ в низах неокома [32].

с ним борта Южно-Мангышлакского мегапрогиба: на рубежах оксфордского и кимериджского веков, юрского и мелового периодов, в палеоцене и в плиоцен-антропогеновое время.

По исследованиям В. В. Грибкова и В. С. Лазарева [40], все структуры Южно-Мангышлакской области являются конседиментационными поднятиями древнего (триас-раннеюрского) заложения и длительного роста. Но в деталях они отличаются друг от друга по морфологии и истории развития.

Например, Жетыбайская брахиантиклиналь увеличивала свою амплитуду до конца готеривского века, в баррем-альбское время ее рост почти прекратился и вновь усилился в сеномане. В дальнейшем заметного увеличения аплитуды поднятия не было.

Узенская брахиантиклиналь отличается устойчивым увеличением амплитуды в неокоме, в апт-альбское время и в позднемеловую эпоху.

На Узенском и Жетыбайском месторождениях главный нефтегазоносный комплекс с преобладанием чисто нефтяных залежей — юрский. Здесь выделено 13 продуктивных горизонтов. В меловых отложениях присутствуют только газовые скопления. Всего насчитывается 12 газоносных пластов в толще от барремского яруса до туронского [32]. Скопления газа выявлены на Узенской площади и отсутствуют на Жетыбайском месторождении. По-видимому, это связано с тем, что Узенское

поднятие (в отличие от Жетыбайского) испытывало устойчивый рост до конца позднемеловой эпохи и занимало относительно высокое палеогипсометрическое положение как в меловом, так и в палеогеновом периодах.

Меловые отложения Южного Мангышлака гидродинамически не связаны с юрским комплексом и составляют самостоятельный продуктивный этаж, в котором могли генерироваться не только газ, но и нефть. Керн с нефтью был поднят на Дунгинской площади из отложений аптского, барремского и готеривского ярусов. При испытании аптского объекта на этой площади (глубина 1682—1709 м) был получен приток нефти дебитом 18 м³/сут через 7-мм штуцер [64].

О. П. Корчин [62] определяет время формирования залежей нефти в Южно-Мангышлакской области по давлению насыщения и палеотектоническим реконструкциям. По его расчетам, скопления нефти в горизонтах байосского и батского ярусов образовались в альбском веке, тогда как малоамплитудные ловушки по среднеюрским пластам возникли уже в начале позднеюрской эпохи. Между временем появления замкнутых ловушек, с одной стороны, и достижением ими высокой амплитуды и приходом нефти — с другой, по О. П. Корчину, проходит 3—4 геологических века.

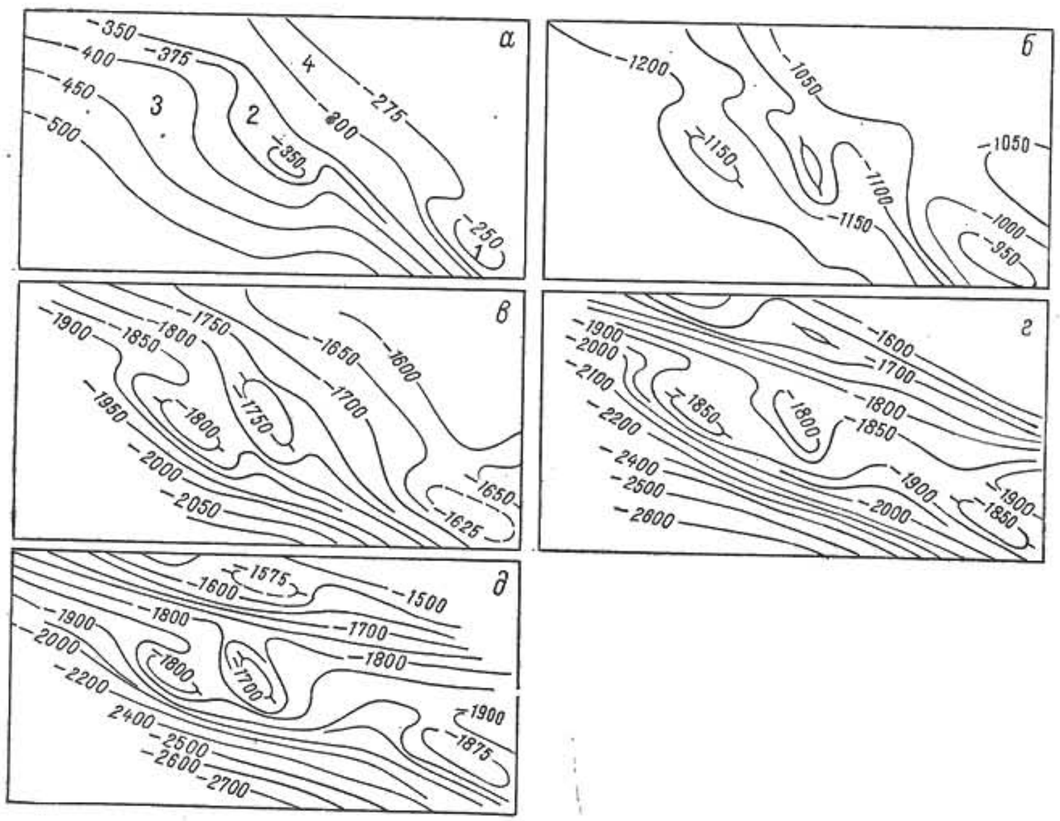


Рис. 49. Современные и палеоструктурные карты по кровле средней юры Шахпахтинской тектонической ступени [93].

Положение кровли средней юры к началу: *а* — раннего мела; *б* — позднего мела; *в* — палеогена; *г* — неогена; *д* — современная структурная карта по кровле средней юры. Локальные поднятия: *1* — Северо-Александровское; *2* — Шахпахтинское; *3* — Западно-Шахпахтинское; *4* — Тасоюкское.

Расчеты О. П. Корчина близки к нашим определениям времени формирования залежей нефти в Среднем Приобье (см. главу III). Р. И. Быков с соавторами [92] объясняют отсутствие промышленных залежей нефти и газа на южном борту Южно-Мангышлакской депрессии неблагоприятными палеотектоническими условиями, в которых формировались локальные структуры. Если поднятия Жетыбай-Узенской ступени, заложившиеся еще в триасе, развивались как замкнутые ловушки непрерывно в продолжении мезозойской эры, то структуры южного борта (Жага-Оймашинская и др.) переживали очень сложный неустойчивый рост. Жага-Оймашинская брахиантиклиналь двухкупольная. Оймашинский купол существовал в среднеюрскую эпоху, но расформировался (слился с Жагинским) в меловом периоде. Жагинский купол фиксируется только в позднемеловую эпоху и в палеогеновом периоде. Песчаномысская структура как замкнутая ловушка возникла в середине мела, но в палеогене она расформировалась. Указанные поднятия отличаются неустойчивым развитием, характеризующимся чередованием процессов роста и расформирования ловушек и смещением планов структур во времени.

В восточной части Южно-Мангышлакской зоны прогибов известно Шахпахтинское газовое месторождение с восьмью пластовыми залежами в средне-верхнеюрской толще. Шахпахтинское поднятие заложилось в среднеюрскую эпоху и испытывало длительный конседиментационный рост, сохраняя замкнутую форму по всем горизонтам чехла в продолжение мелового, палеогенового и неогенового периодов [69, 93]. Западно-Шахпахтинское поднятие приобрело форму замкнутой ловушки по горизонтам юры лишь в конце мелового периода, а расположенная севернее Тасоюкская складка возникла только в палеогене (рис. 49). Западно-Шахпахтинская и Тасоюкская площади являются обводненными.

Бухаро-Хивинская область

Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область выделяется в пределах Бухарской и Чарджоуской ступеней северо-восточного борта Амударьинской впадины [33]. По-видимому, правильнее рассматривать всю Амударьинскую впадину в качестве одноименной нефтегазоносной области. На Бухарской и Чарджоуской ступенях открыто свыше 40 газовых и газонефтяных месторождений (рис. 50). Запасы газа резко превосходят запасы нефти. Продуктивными на разных участках являются отложения нижней — средней юры (пласты XX—XVII), верхней юры (пласты XVI—XIV-2 и -3), неокома (пласты XIV—XIII), апта (пласт XII), альба — сеномана (пласты XI—IX). Резервуарами нефти и газа служат преимущественно терригенные породы. Только коллекторы верхней юры представлены трещиноватыми известняками. Выявленные залежи относятся в подавляющем большинстве к типу пластовых сводовых ненарушенных.

Палеотектонический анализ структурных ловушек, выполненный Г. А. Аржевским с соавторами [49], А. Г. Бабаевым [12] и другими исследователями, показывает высокую степень связи стратиграфического диапазона нефтегазоносности с динамикой роста структур II порядка и локальных поднятий. (Это, однако, не означает наличия прямой связи запасов с характером роста ловушек.)

На Мубарекском выступе А. Г. Аржевским и другими исследователями [49] были проанализированы особенности роста 10 локальных поднятий. К концу юрского периода замкнутую форму по горизонту XV

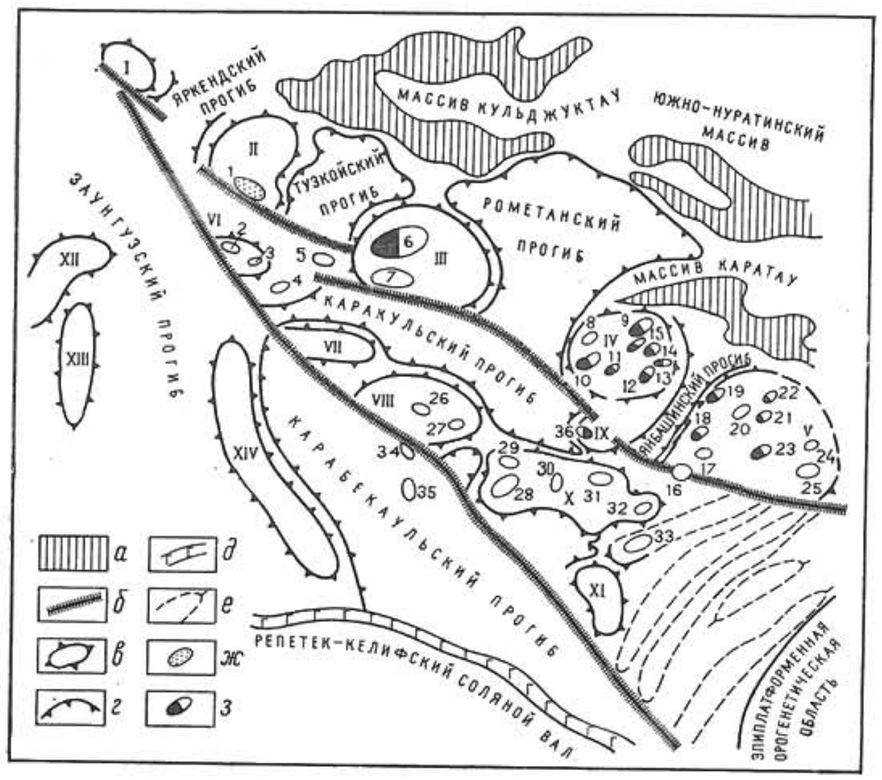


Рис. 50. Тектоническая схема Амударьинской впадины [33].

а — выходы на поверхность пород палеозойского фундамента и маломощных осадочных образований меловой системы, непосредственно перекрывающих фундамент (зона поднятий Кызылкумов); *б* — глубинные разломы; *в* — контуры поднятий (выступов) по поверхности фундамента и в осадочном чехле; *г* — границы прогибов; *д* — зоны солянокупольных поднятий; *е* — зоны антиклинальных поднятий юго-восточной окраины Туранской плиты, примыкающей к эпиплатформенной орогенической области; *ж* — газовые месторождения; *з* — нефтегазовые и газонефтяные месторождения.

Поднятия (выступы) Бухарской ступени: *I* — Мешеклинский, *II* — Янгизказганский, *III* — Газлинский, *IV* — Каганский, *V* — Мубарекский; поднятия (выступы) Чарджоуской ступени: *VI* — Гугуртлинский, *VII* — Аккумский, *VIII* — Чарджоуский, *IX* — Испанлы-Чандырский, *X* — Денгизкульский, *XI* — Сундуклинский; поднятия центральной части Амударьинской впадины: *XII* — Кирпичлинский вал, *XIII* — Восточно-Унгузский вал, *XIV* — Багаджинский вал.

Месторождения: *1* — Янгизказганское; *2* — Гугуртлинское; *3* — Даяхатынское; *4* — Кульбешкакское; *5* — Учкырское; *6* — Газлинское; *7* — Ташкудукское; *8* — Мама-Джургатинское; *9* — Караизское; *10* — Караулбазар-Сарыташское; *11* — Джаркакское; *12* — Юлдузкакское; *13* — Сеталан-Тепинское; *14* — Акджарское; *15* — Шурчинское; *16* — Каримское; *17* — Южно-Мубарекское; *18* — Северо-Мубарекское; *19* — Шуртепинское; *20* — Хаджихайрамское; *21* — Карабаирское; *22* — Кызылрабатское; *23* — Каракгайское; *24* — Ташлыкское; *25* — Сарычинское; *26* — Аккумское; *27* — Кандымское; *28* — Денгизкульское; *29* — Саман-Тепинское; *30* — Уртабулакское; *31* — Култакское; *32* — Памукское; *33* — Айзаватское; *34* — Фарабское; *35* — Сакарское; *36* — Кемачи-Зекринское.

верхней юры имели четыре: Южно-Мубарекское, Карабаирское, Каракгайское и Шуртепинское.

Наиболее контрастным из перечисленных конседиментационных поднятий, имевшим максимальную палеоамплитуду как в юрском, так и в меловом периодах, является Каракгайское. Оно контролирует зале-

жи нефти в верхнеюрской толще (пласты XVI и XV), скопления газа в готериве — барреме (пласт XIII) и нижнем апте (пласт XII).

Поднятия существенно молодого (кайнозойского или только неогенового) заложения либо не содержат скоплений углеводородов (Майдаджойская структура), либо заключают в себе чисто газовые однопластовые (обычно в пласте XV) месторождения с относительно низким коэффициентом заполнения ловушек (Кызылрабатское, Хаджихайрамское поднятия).

На Каганском выступе из восьми исследованных структур шесть имели замкнутую форму к концу юрского периода. Но в конце раннемеловой эпохи только одно из этих шести поднятий сохранило замкнутую форму — Караулбазарское. Остальные пять складок раскрылись в структурные носы по пласту XV. Их возрождение, вторичное замыкание по горизонтам юрской системы и образование антиклинальных складок в нижнемеловых горизонтах относится к концу мелового периода и палеогену.

Наиболее высокий стратиграфический диапазон нефтегазоносности на Каганском выступе имеет Караулбазарская ловушка, отличающаяся длительным непрерывным ростом. Караулбазарско-Сарыташское месторождение — газонефтяное. Оно содержит залежи газа в пластах XV-а, XV, XIII-в, XII, газовые залежи с нефтяными оторочками — в пластах XIII-б, XIII-а; средний коэффициент заполнения ловушки — 0,8.

Структуры длительного конседиментационно-прерывистого роста, но древнего заложения (Акджарская, Джаркакская, Шурчинская и др.) также контролируют залежи углеводородов в широком стратиграфическом диапазоне. Например, Акджарское месторождение состоит из восьми залежей, из которых одна нефтяная (пласт XVIII), одна нефтегазовая (пласт XVI) и шесть газовых (пласты XVII, XV, XIV, XIII, XII, XI).

Шурчинское поднятие служит ловушкой для нефтяной залежи с газовой шапкой в пласте XVII, для нефтегазовых скоплений в пластах XII, XV и пяти газовых залежей в горизонтах XIII—4, XIII—3, XIII—2, XIII—1 и XII.

Структуры существенно молодого (позднемелового или кайнозойского) заложения обычно непродуктивны. Некоторые из них содержат одну-две залежи в юрских горизонтах (Мама-Джургатинское месторождение).

В пределах Газлинского блока, расположенного к западу от Каганского, выделяется три типа локальных поднятий. К первому типу относятся складки, возникшие в качестве замкнутых малоамплитудных ловушек в юрском периоде, но раскрывшиеся в структурные носы и моноклинали в неокомское время. Возродились они как брахиантиклинали только в неогене. Примерами структур первого типа являются Каракырская и Кухнагумбасская.

Поднятия второго типа образовались только в неогеновом периоде (Атбакорская брахиантиклиналь). Амплитуды таких структур по горизонту XIII выше, чем по горизонту XV. Каракырское, Кухнагумбасское и Атбакорское поднятия обводнены.

Поднятия третьего типа характеризуются древним заложением и прерывистым конседиментационным ростом, в процессе которого не проис-

ходило раскрытия ранее возникших замкнутых ловушек по разным горизонтам (Газлинская, Ташкудукская, Курбаналийская складки).

Карта изопахит верхней юры для Газлинского блока показывает, что Газлинская, Ташкудукская и Курбаналийская замкнутые ловушки

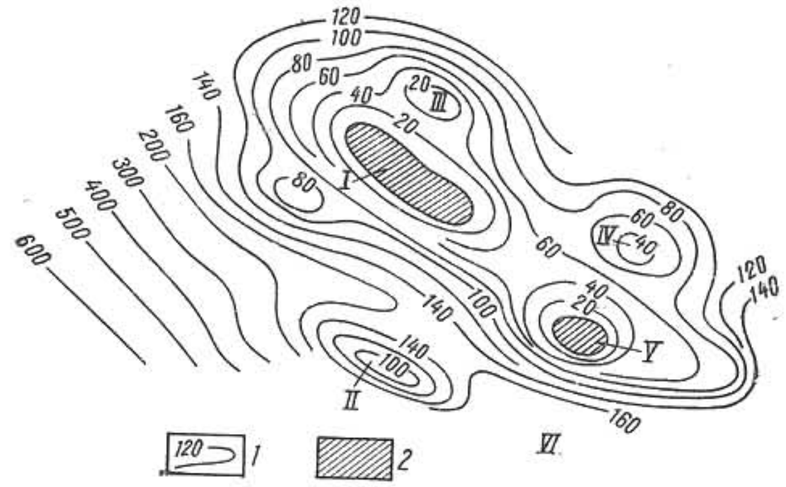


Рис. 51. Схематическая карта мощностей верхнеюрских отложений (без карабильской и гаурдакской свит) района Газлинской группы поднятий [128].

1 — изопахиты в м; *2* — зоны отсутствия келловей-оксфордских отложений.

Площади: *I* — Газлинская; *II* — Ташкудукская; *III* — Каракырская; *IV* — Кухнагумбасская; *V* — Курбаналийская; *VI* — Атбакорская.

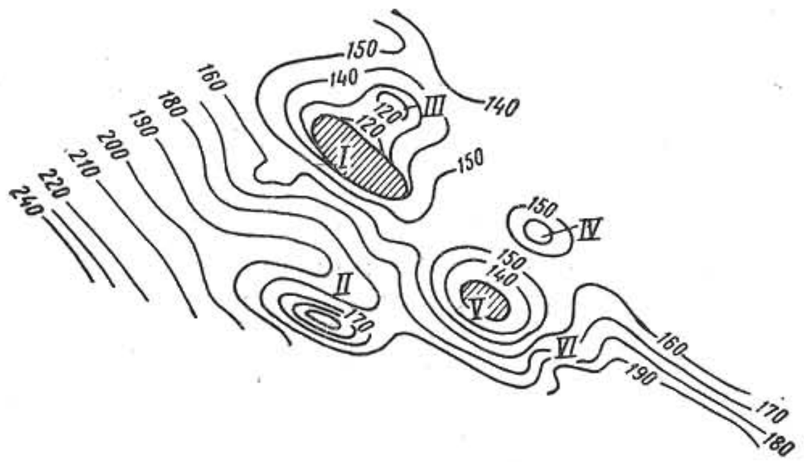


Рис. 52. Палеоструктурная карта Газлинской группы поднятий к началу апта по кровле горизонта XV [128].

Проведены изопахиты кимериджа—титона в м; остальные условные обозначения см. на рис. 51.

уже существовали к началу мелового периода (рис. 51). Амплитуды Газлинского и Курбаналийского поднятий составляли несколько десятков метров, в их сводах полностью размыты отложения верхней юры перед неокомской трансгрессией. Палеоструктурная карта Газлинского района по кровле горизонта XV к началу аптского века (рис. 52) свидетельствует о том, что Газлинское, Ташкудукское и Курбаналийское поднятия сохраняли замкнутую форму в продолжение всего неокомского времени. Газлинская структура была замкнутой и по пласту XIII, так как отложения неокома перекрывают размытый свод, а на крыльях поднятия выклиниваются слои валанжинского яруса.

В альб-сеноманское время, как отмечают З. А. Табасаранский и Н. И. Громадина [128], конседиментационная складчатость резко затухает. Лишь в эоцене в пределах Газлинского и Ташкудукского поднятий образуются замкнутые ловушки по горизонту IX (кровля сеномана).

В конце палеогена и в миоцене происходит общее воздымание Газлинского блока, которое сопровождается энергичным ростом многих структур и оживлением разрывных нарушений. Наибольшей высоты и крупных размеров достигла на этом этапе Газлинская складка.

В развитии структур третьего типа отчетливо выделяются два главных этапа: юрско-неокомский (заложение поднятий и образование замкнутых ловушек по юрским горизонтам) и палеоген-миоценовый (резкое увеличение амплитуды структур по юрским и неокомским горизонтам и образование контрастных антиклинальных складок по пластам альба — сеномана).

На Газлинской площади открыто многопластовое газонефтяное месторождение. В горизонте XIII неокома общей мощностью 100—130 м в шести песчаных пластах содержатся четыре нефтяных залежи с газовыми шапками (нижние пласты Е, Д, Г и В) и два газовых скопления (пласты А и Б).

В горизонте XII (аптский ярус) заключена залежь газа высотой 120 м. Горизонты XI-а и XI (альб) содержат скопления газа высотой 110 м. Газовые залежи горизонтов X и IX (сеноман) имеют высоты соответственно 135 и 215 м. Основная доля запасов газа приходится на пласты IX (225 млрд. м³) и X (121 млрд. м³).

Залежи нефти в неокоме невелики и заполняют только центральную, присводовую часть ловушки [87].

Приведенные в главе IV данные по составу конденсата в залежах неокомского и альб-сеноманского комплексов Газлинского месторождения [95] убедительно свидетельствуют о независимых, самостоятельных источниках углеводородов этих двух разновозрастных продуктивных толщ. Такой же вывод следует из палеотектонического анализа. После первого, юрско-неокомского этапа образования Газлинской ловушки возникли условия для заполнения нефтью горизонта XIII за счет латеральной миграции с юго-юго-запада, т. е. из центра Амударьинской впадины.

В палеогеновом периоде, когда образовалась замкнутая ловушка по пласту IX, а по нижележащим горизонтам альба — сеномана еще существовала моноклиналь, началось формирование самой крупной залежи газа на Газлинском месторождении, заключенной в пласте IX (сеноман).

В начале миоцена появились замкнутые ловушки в горизонтах X, XI и XII (апт — альб), резко увеличилась амплитуда погребенных складок по пластам неокома и возросла общая площадь Газлинского поднятия. В результате в миоцене сформировались газовые залежи в горизонтах XII и XI и возникли газовые шапки над нефтяными залежами горизонта XIII.

Максимальные площадь и высота газового скопления в пласте IX связаны с длительным заполнением этого резервуара, продолжавшимся почти весь палеогеновый период и миоценовую эпоху.

Палеотектонический контроль нефтегазоносности отчетливо проявляется на примере разной газонасыщенности разреза соседних Гугуртлинской и Даяхатынской структур, расположенных на Гугуртлинском выступе Чарджоуской ступени.

Гугуртлинское локальное поднятие заложилось в юрском периоде над выступом фундамента и переживало длительный конседиментационный рост в меловое и палеогеновое время. К началу миоцена амплитуда складки по горизонту XV составляла 180 м, а современная высота поднятия 200 м. На склонах выступа фундамента выклиниваются самые нижние пласты юрской толщи. На описываемой площади открыто газовое месторождение с 12 пластами, из которых два среднеюрских, два верхнеюрских, три неокомских, два аптских и три альбских.

Даяхатынское поднятие приобрело форму замкнутой ловушки только в позднемеловую эпоху, затем развивалось как конседиментационная складка и достигло современной амплитуды к концу палеогенового периода [26].

На Даяхатынской площади выявлены небольшие залежи газа с конденсатом в пластах XI-в и XV-г. При испытании горизонтов XVI и XII была получена пластовая вода [72].

Г. А. Аржевский и другие исследователи [49] объясняют отсутствие залежей в меловых отложениях Даяхатынской площади экранирующим действием мощной (до 100 м) глинисто-ангидрито-галитовой покрышки титона. На такая же покрышка присутствует и на Гугуртлинском поднятии. Кроме того, наличие плотного титонского флюидоупора в разрезе Даяхатынской структуры не отвечает на вопрос, почему здесь обводнены песчаные горизонты келловея — оксфорда (группа пластов XVI) и средней юры (пласты XVII и XVIII), которые содержат газовые скопления в Гугуртлинской ловушке.

Мургабская область

В Мургабской нефтегазоносной области выявлены залежи газа в отложениях неокома, выше мощной соленосной покрышки, тогда как подсолевой, юрский комплекс остается пока неразведанным ([117], рис. 53).

Самое крупное из уже открытых газовых месторождений Мургабской впадины — Шатлыкское, запасы его превышают 1 трлн. м³. Оно контролируется двухкупольным поднятием с размерами 65×118 км и амплитудой по кровле юры более 200 м.

В современном плане по кровле юры более высоким является Шехитлинский купол, а по поверхности продуктивного горизонта в неокоме — Джуджуклинский (рис. 54).

По верхнемеловым и палеогеновым горизонтам складка раскрывается в структурный нос. При опробовании этих горизонтов была получена пластовая вода с растворенным метановым газом [88]. В развитии Шатлыкского поднятия можно выделить несколько этапов. Шехитлинский купол существовал в качестве замкнутой ловушки по продуктивному горизонту неокома уже в раннемеловую эпоху, к концу которой его амплитуда составила 50—70 м. В позднемеловое время главной становится Джуджуклинская вершина: ее высота увеличилась на 100 м, а Шехитлинский купол перешел в погребенное состояние (рис. 55).

В палеогеновом периоде рост всего Шатлыкского поднятия прекратился; на неоген-антропогеновом этапе произошло возрождение Джуджуклинского купола, амплитуда которого увеличилась еще на 100 м.

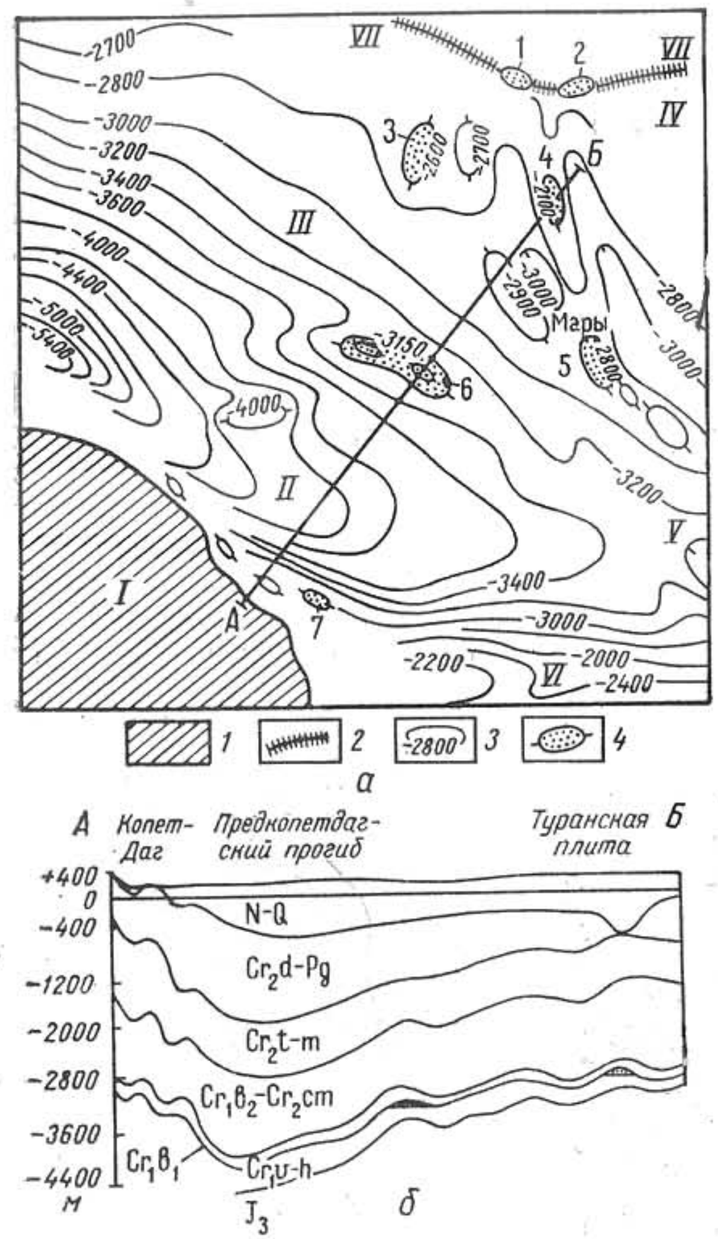


Рис. 53. Структурно-тектоническая схема (*а*) и геологический профиль (*б*) западной части Мургабской впадины [117].

1 — выходы на поверхность донеогеновых отложений; *2* — глубинные разломы; *3* — стратоизогипсы кровли готеривского яруса в м; *4* — газовые месторождения.

Основные структурные элементы: *I* — Копет-Даг; *II* — Предкопетдагский прогиб; *III* — Бахардокская моноклиналь; *IV* — северный борт Мургабской впадины; *V* — осевая зона Мургабской впадины; *VI* — южный борт Мургабской впадины; *VII* — глубинный разлом, над которым расположен Репетек-Келифский соляной вал.

Газовые месторождения (цифры на карте): *1* — Келийское; *2* — Шараплинское; *3* — Еланское; *4* — Байрамалийское; *5* — Майское; *6* — Шатлыкское; *7* — Хангиренское.

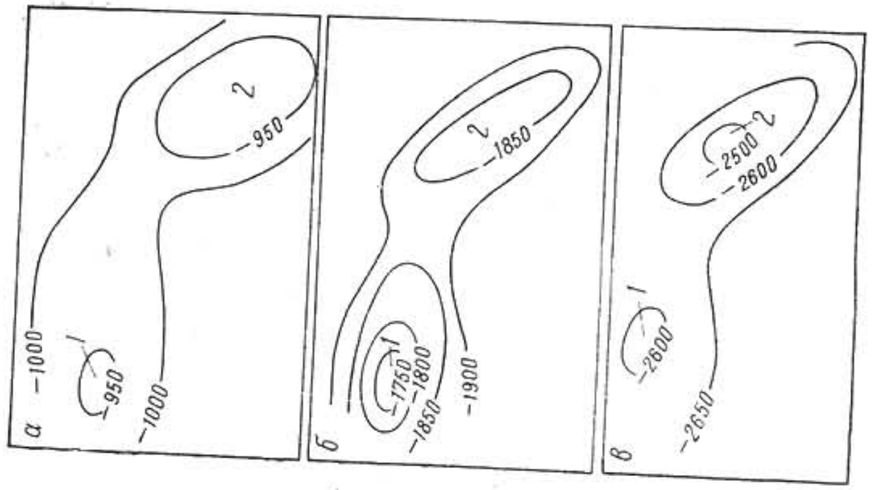


Рис. 56. Палеоструктурные карты по кровле продуктивного горизонта Шатлыкского поднятия [88].

К началу: *а* — позднего мела; *б* — палеогена; *в* — неогена.
Купола: *1* — Джуджуклинский; *2* — Шехитлинский.

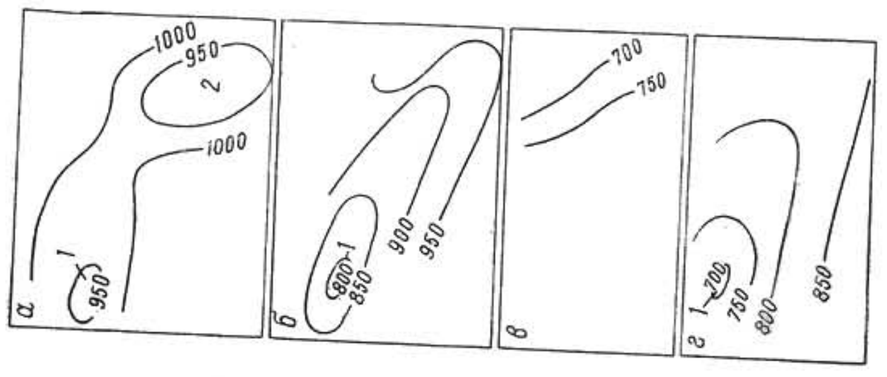


Рис. 55. Карты мощностей осадков на Шатлыкском поднятии [88].

Изопахиты: *а* — нижнего мела (без карабильской свиты); *б* — верхнего мела; *в* — палеогена: *г* — неоген-четвертичного комплекса.
Купола: *1* — Джуджуклинский; *2* — Шехитлинский.

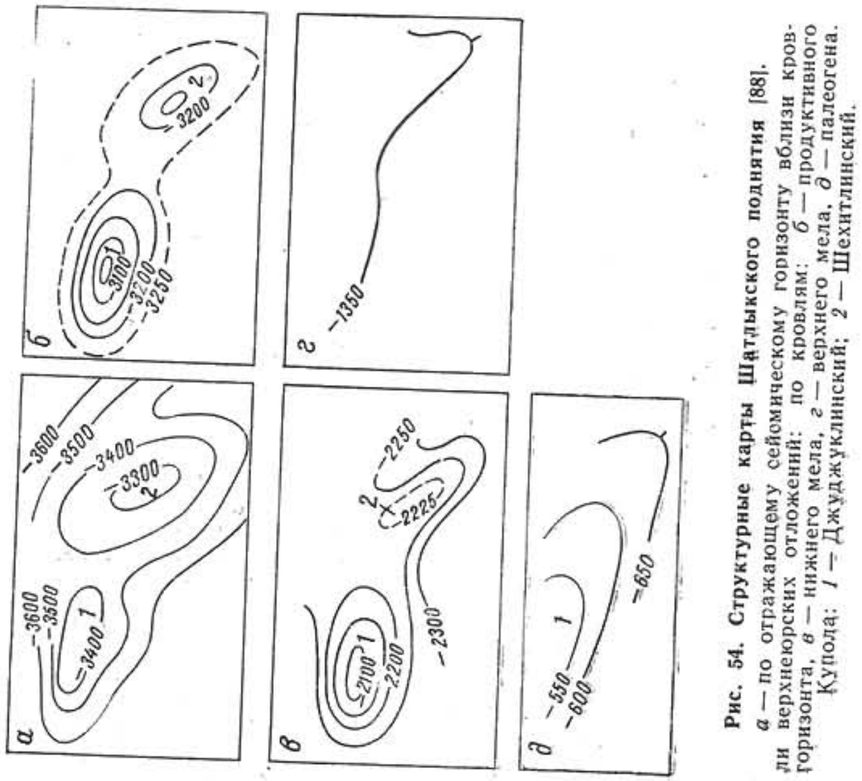


Рис. 54. Структурные карты Шатлыкского поднятия [88].

а — по отражающему сейсмическому горизонту вблизи кровли верхнеюрских отложений: по кровлям: *б* — продуктивного горизонта, *в* — нижнего мела, *г* — верхнего мела, *д* — палеогена.
Купола: *1* — Джуджуклинский; *2* — Шехитлинский.

Палеоструктурные карты по кровле продуктивного пласта отображают существование обоих куполов к началу позднемеловой эпохи (рис. 56). Амплитуда Шехитлинской вершины к этому времени достигла 50—70 м, а Джуджуклинской — 20—40 м. В конце мелового периода Джуджуклинский купол «обогнал» Шехитлинское поднятие; его высота увеличилась до 100—120 м, тогда как амплитуда погребенной Шехитлинской вершины осталась неизменной.

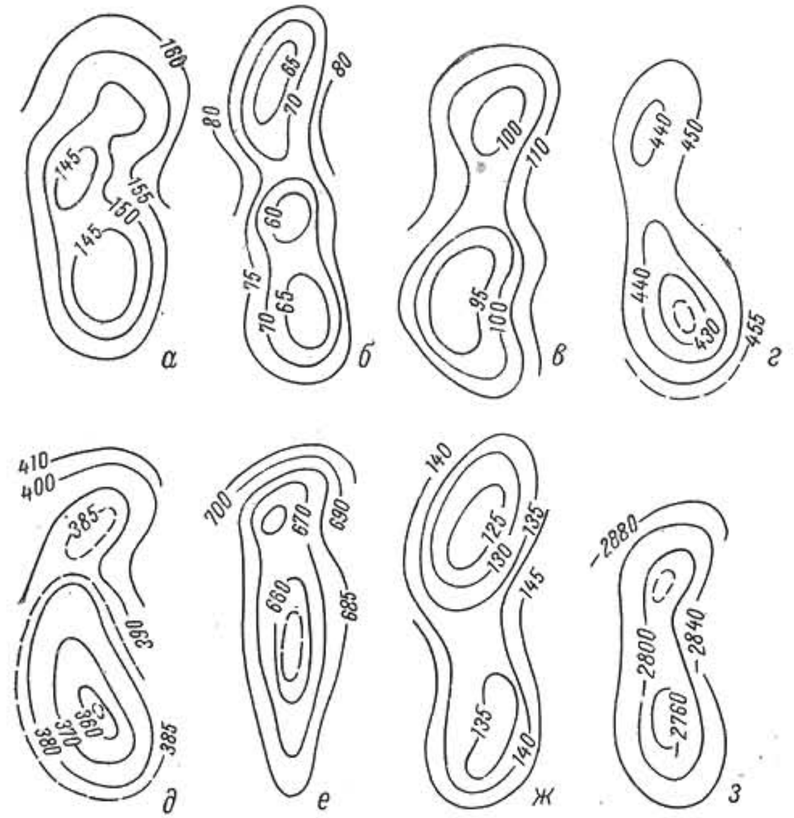


Рис. 57. Схематические карты равных мощностей мезозойско-кайнозойских отложений и структурная карта Майского поднятия [150].

Мощности: *а* — валанжина и готерива (совместно); *б* — баррема; *в* — апта; *г* — альба; *д* — сеномана; *е* — турона и сенона (совместно); *ж* — палеоцена; *з* — структурная карта по подошве неокома.

На всех этапах длительного устойчивого конседиментационного развития Шатлыкское поднятие и осложняющие его вершины сохраняли замкнутую форму по продуктивному горизонту.

При анализе истории тектонического развития локальных структур важно учитывать не только данные по буровым скважинам, которые обычно размещаются в приосевых зонах поднятий, но и материалы сейсморазведки, освещающие строение далеких крыльев и периклиналей складок [150].

В качестве примера такого анализа можно привести палеотектонические карты Майского поднятия, с которым связана залежь газа в неокоме (рис. 57). Эта структура имела форму замкнутой ловушки по кровле юры уже в конце готеривского века.

За весь меловой период и палеоценовую эпоху Майское поднятие достигло амплитуды 69 м. В последующем (за отрезок времени, охватывающий эоценовую, олигоценовую эпохи, неогеновый и четвертичный периоды) амплитуда структуры уменьшилась на 9 м и сейчас составляет 60 м [150].

Исследования В. Д. Ярмолы доказывают ошибочность представлений о существенно молодом — неоген-антропогеновом возрасте структурных ловушек Мургабской впадины [2].

В главе IV были приведены данные геохимических исследований в пользу самостоятельности, независимости юрских (подсолевых) и меловых (надсолевых) комплексов. Из этого, однако не следует вывод о том, что соленосные формации сами не могут быть нефтегазопроизводящими.

В Юго-Восточной Туркмении, в Байрамалийском районе толща солей мощностью 700—800 м фациально неоднородна, содержит песчанистые галиты, ангидриты, карбонатно-терригенные прослои. При испытании этой толщи отмечены нефтегазопроявления на Майской, Байрамалийской и Келийской площадях. Из соленосных отложений Майской площади подняты нефтенасыщенные песчано-галитовые керны [89]. Все эти проявления отнюдь не свидетельствуют о вторичной природе нефти, просочившейся сквозь соль из терригенных и карбонатных комплексов юры.

Нефтепроизводящие свойства соленосных формаций доказаны открытием крупных залежей нефти в межсолевых горизонтах Припятской впадины. Скопления газа выявлены в кепроках соляных куполов провинции Галф Кост, в гипсово-ангидритовых отложениях нижнепермского возраста Днепровско-Донецкой впадины (Шебелинское месторождение). Многочисленные нефтегазопроявления установлены в соляных ядрах куполов Прикаспийской области [38].

Мощная галогенная толща является надежным региональным флюидоупором, препятствующим вертикальной миграции углеводородов. Но даже если бы переток нефти и газа из юрских отложений в меловые и происходил, он не привел бы к образованию промышленных скоплений в неоком-аптском комплексе вследствие значительного несовпадения структурных (и, следовательно, палеоструктурных) планов подсолевых и надсолевых отложений [3, 87].

Центральнокаракумская область

Все открытые месторождения газа в этой области связаны с вершиной Центральнокаракумского свода — Зеагли-Дарвазинским выступом. Последний разбит по поверхности фундамента на блоки, осложненные локальными поднятиями (рис. 58). Глубина до поверхности фундамента в пределах выступа колеблется от 1500 до 2200 м; эта структурная поверхность в общем повторяется горизонтами юры, мела и палеогена.

Основные черты развития Зеагли-Дарвазинского выступа представляются в следующем виде.

К концу среднеюрской эпохи существовал крупный приподнятый блок высотой более 120 м. В позднеюрскую эпоху выступ был перекрыт мелководно-морскими песчано-глинистыми и карбонатными осадками.

В конце титонского века Зеагли-Дарвазинский купол испытал резкое воздымание, сопровождавшееся частичным или полным размывом верхнеюрских отложений.

На Шиихском блоке были эродированы даже слои батского яруса. Максимальная амплитуда предмелового воздымания составила 130 м, а общая высота купола достигла 250—300 м.

В неоком-аптское время Зеагли-Дарвазинский выступ был втянут в общее опускание и над ним образовалась пологая моноклиналь, наклоненная с севера на юг. Только к началу альбского века появились «зародышевые» замкнутые ловушки амплитудой 5—6 м по кровле апта. Это — Шиихская, Дарвазинская и Топджульбинская складки (западная часть купола).

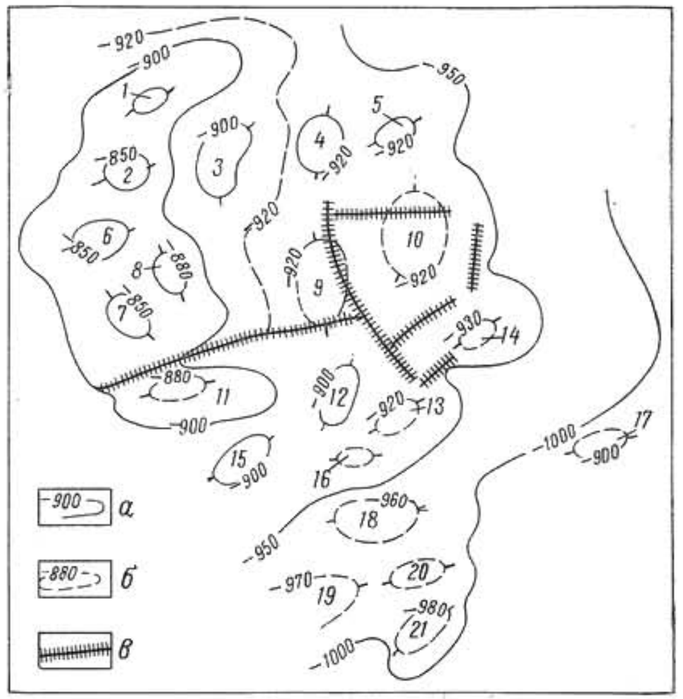


Рис. 58. Структурная карта Зеагли-Дарвазинского купола Центральнокаракумского свода по кровле опорного горизонта в верхнем апте [139].

а — изогипсы кровли опорного горизонта (сечение через 50 м); *б* — дополнительные изогипсы кровли опорного горизонта (сечение через 20 и 10 м); *в* — разрывные нарушения.

Локальные поднятия: *1* — Чалджульбинское; *2* — Дарвазинское; *3* — Джералтакырское; *4* — Аккуинское; *5* — Восточно-Аккуинское; *6* — Такырское; *7* — Шиихское; *8* — Пришиихское; *9* — Дарьялыктакырское; *10* — Гуртлинское; *11* — Топджульбинское; *12* — Топорджульбинское; *13* — Чиммерлинское; *14* — Шиханлинское; *15* — Атабайское; *16* — Чашхынское; *17* — Сакарчагинское; *18* — Южно-Чашхынское; *19* — Коюнское; *20* — Северо-Курукское; *21* — Курукское.

В альб-сеноманское время имело место некоторое оживление дифференцированных тектонических движений, которое привело к перестройке структурного плана Зеагли-Дарвазинского района: наклон моноклинали к югу сменился погружением слоев на юго-запад.

В начале туронского века возникли Атабайское и Курукское локальные поднятия по кровле апта.

В альб-сеноманское время продолжался конседиментационный рост Шиих-Дарвазинской приподнятой зоны.

На турон-сенонском этапе происходила новая перестройка структурного плана вследствие энергичного погружения восточной части Зеагли-Дарвазинского района (напомним, что в неокоме — апте опускался южный, а в альбе — сеномане — юго-западный склоны купола). Резкое воздымание испытала западная часть района, в результате чего увеличилась амплитуда Атабайской и Курукской складок и появились новые замкнутые ловушки по кровле аптского яруса — Чалджульбинская, Восточно-Аккуинская и Сакарчагинская.

В конце сенона Зеагли-Дарвазинский блок пережил общее воздымание с размывом осадков маастрихтского яруса. В результате этого подъема Зеагли-Дарвазинский выступ возродился в форме пологого

купола. Однако амплитуда локальных структур осталась почти неизменной и только в конце палеогенового периода и в миоцене локальные поднятия приобрели близкие к современным размеры и высоту.

Плиоцен-четвертичный этап развития района не внес существенных изменений. Исключение составляют Шиих-Дарвазинская группа поднятий и Топджульбинская складка, амплитуды которых резко увеличились.

Развитие всех названных структурных форм охарактеризовано по кровле апта. Складки по более древним горизонтам мела замыкались с некоторым запаздыванием, так как региональный наклон нижних слоев на юг был круче, чем более верхних горизонтов.

В пределах Зеагли-Дарвазинского выступа разведано 14 газовых месторождений с залежами преимущественно пластового сводового типа. Общее количество продуктивных пластов — 32, число залежей около 130; суммарные промышленные запасы газа — около 100 млрд. м³ [10, 139]. Залежи газа присутствуют в песчаниках нижнего апта (пласты VII, VI), верхнего апта (в тех зонах, где эта часть разреза теряет свойства единой покрышки, — пласты V, IV, III-а), в основании нижнего альба (пласт III), в среднем альбе (горизонт II-а), верхнем альбе (пласты II, I и группа Г), сеномане (горизонты группы В) и в туроне (пласты групп Б и А). Таким образом, вся апт-туронская толща представляет собой единый газоносный проницаемый комплекс под сенонской покрышкой.

Нижележащие слои неокома не отделены от апт-туронской проницаемой толщи региональным флюидоупором. Они характеризуются чередованием глин, песчаников и алевролитов общей мощностью 400—500 м, содержат хорошие коллекторы и зональные (локальные) покрышки.

Казалось бы, что в разрезе такого типа должны быть обнаружены залежи нефти или газа в антиклинальных замкнутых ловушках. Их отсутствие объясняется З. Б. Хуснутдиновым следствием вертикально-боковой миграции углеводородов в более молодые горизонты (рис. 59). Но из концепции этого исследователя не ясно, почему в неокоме не сохранилось следов миграции в виде хотя бы мелких скоплений на всех 14 газовых месторождениях и в то же время на Коюнской площади, расположенной на южном склоне Зеагли-Дарвазинского купола, присутствуют залежи газа в пластах IX-а, XI (келловей), X (валанжин), скопление нефти в горизонте IV-а (готерив) и несколько газовых залежей в аптских и альбских образованиях.

Распределение газа по разрезу мезозойских отложений различных площадей согласуется с особенностями тектонического развития структур.

Наиболее древние поднятия заложились в начале альбского века (по кровле апта), развивались как конседиментационные складки в позднемеловую эпоху и палеогеновом периоде и пережили активный постседиментационный рост в неоген-антропогеновое время. Это объединенное Шиих-Такыр-Дарвазинское поднятие и Топджульбинская складка. Они отличаются максимальным стратиграфическим диапазоном газоносности — от пластов VII и VI (нижний апт) до горизонтов групп Б и А (турон). Шиих-Дарвазинское месторождение содержит 60%, а Топджульбинское — 20% запасов газа всего Зеагли-Дарвазинского района.

Ловушки, появившиеся в начале туронского века,— Атабайская и Курукская — газоносны по пластам VII—IV, а Атабайская складка со-

держит также залежь в горизонте группы А. Запасы их незначительны (забалансовые).

Еще более молодые структуры, образовавшиеся в конце туронского века — Чалджульбинская, Восточно-Аккуинская, Сакарчагинская имеют свои особенности газонасыщения. Чалджульбинская брахиантиклиналь содержит промышленные скопления газа только в верхних пла-

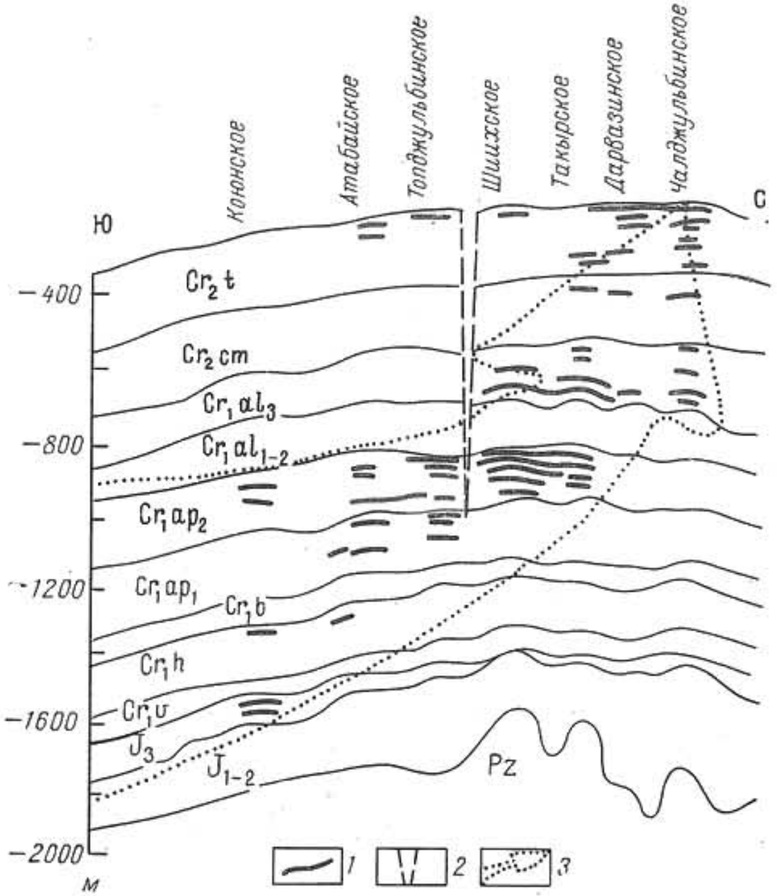


Рис. 59. Схема размещения газовых залежей по разрезу Зеагли-Дарвазинского района и направление вертикально-боковой миграции при их формировании [139].

1 — газовые залежи; *2* — тектонические нарушения; *3* — направление осневного вертикально-бокового потока углеводородов.

стах комплекса, начиная со среднего альба (пласты II-а, II, I, групп Г, В, Б и А). По запасам Чалджульбинское месторождение немного уступает Топджульбинскому.

В Восточно-Аккуинской ловушке заключена лишь одна литологическая залежь в пласте VI-а, в Сакарчагинской — две литологические залежи в горизонтах VII и VII-а и одна пластовая сводовая в горизонте V. Запасы этих месторождений ничтожны.

Наконец, локальные поднятия, возникшие по кровле апта и вышележащим стратиграфическим границам только в палеоген-неогеновое время, содержат непромышленные скопления газа, главным образом в верхних пластах комплекса (от пласта III до пластов группы А), или

обводнены по всему разрезу. Примерами таких молодых структур являются Джералтакырская, Дарьялыктакырская, Гуртлинская.

Образование замкнутых ловушек в отложениях неокома и верхней юры, как отмечалось выше, запаздывало по сравнению с возникновением складок в апт-туронской толще. Большинство ловушек в нижней части разреза меловых отложений сформировались только в неогене, тогда как по кровле апта отдельные брахиантиклинали существовали уже в альбском или сеноманском веках. Именно поэтому залежи газа отсутствуют в резервуарах древнее аптского яруса на 14 месторождениях Зеагли-Дарвазинского района. Только на Коюнском поднятии скопления углеводородов встречены в отложениях неокома и верхней юры. Коюнская складка отличается от всех локальных структур купола очень ранним заложением и длительным ростом: она существовала в форме замкнутой ловушки по кровле юры к концу неокомского времени, а по кровле апта — в середине альбского века. Во все последующие этапы развития Коюнская брахиантиклиналь сохранялась [7]. Очевидно, в формировании залежей газа Зеагли-Дарвазинского района ведущую роль играла внутрирезервуарная миграция углеводородов со стороны Мургабской впадины и Бахардокской периплатформенной моноклинали. Газ перемещался из сборных площадей в растворенном состоянии вместе с отжатыми седиментационными водами. Движение подземных вод в северном направлении согласуется с увеличением минерализации и падением пьезометрических напоров со стороны южного склона Центральнокаракумского свода на север и северо-запад [110].

§ 2. ПРЕДКАВКАЗСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Азово-Кубанская область

Наиболее разведанным в этой области является Ейско-Березанский район, где выявлены газовые и газоконденсатные месторождения с преимущественной концентрацией крупных залежей в апт-альбской терригенной толще мощностью 100—200 м.

По данным Г. Т. Юдина [144], локальные поднятия Ейско-Березанского вала разделяются по времени образования на три группы: домелового, раннемелового и позднемелового заложения.

Структуры первой группы имеют высокую амплитуду по подошве альба (от 200 до 500 м) и связаны в своем развитии с конседиментационными разрывными нарушениями. Поднятия второй группы росли, как правило, равномерно и длительно — вплоть до плиоценовой эпохи; их современная амплитуда равна 120—140 м.

Структуры позднемелового заложения испытывали рост в палеогеновом и неогеновом периодах и обладают различной амплитудой — от 80—100 до 300—350 м. Залежи газа в апт-альбских образованиях отсутствуют только в ловушках позднемелового заложения и кайнозойского роста (Новоминская, Щербаковская, Ясеневская и другие площади).

На Адыгейском выступе промышленная нефтегазоносность установлена в отложениях средней и верхней юры, неокома и апта — альба. Адыгейский выступ в целом существовал как конседиментационное поднятие уже в юрском периоде. На отдельных локальнных структурах установлено выклинивание от крыльев к сводам нижнеюрских отложений, отсутствие осадков средней, верхней юры и берриаса — валанжина, несогласное перекрытие отложений нижней юры или фундамента слоями готерива — баррема. Примером структуры такого типа является Майкопская брахиантиклиналь, которая служит ловушкой газоконденсатных залежей в барреме, апте и альбе. На Баракаевской площади выявлены газонефтяные скопления в пластах байос-батского и келловейского возраста.

Ярославское локальное поднятие, осложняющее Адыгейский выступ, возникло только в палеогене. На этой площади нет залежей нефти или газа в нижнемеловых горизонтах.

Ставропольская область

На Ставропольском своде известны нефтяные, газонефтяные, газоконденсатные и газовые залежи. Наиболее крупными являются газовые месторождения, разведанные на Северо-Ставропольском блоке, где продуктивны горизонты альба, эоцена, олигоцена, нижнего и среднего миоцена.

Самое богатое месторождение в Предкавказской провинции — Северо-Ставропольское газовое с запасами 225 млрд. м³ [17]. Оно приурочено к куполовидному поднятию, осложняющему центральную часть свода.

Северо-Ставропольская складка имеет размеры 20×35 км, амплитуда его по кровле хадумского горизонта (нижний олигоцен) 240 м. Поднятие существовало еще в мезозое, так как меловые отложения здесь

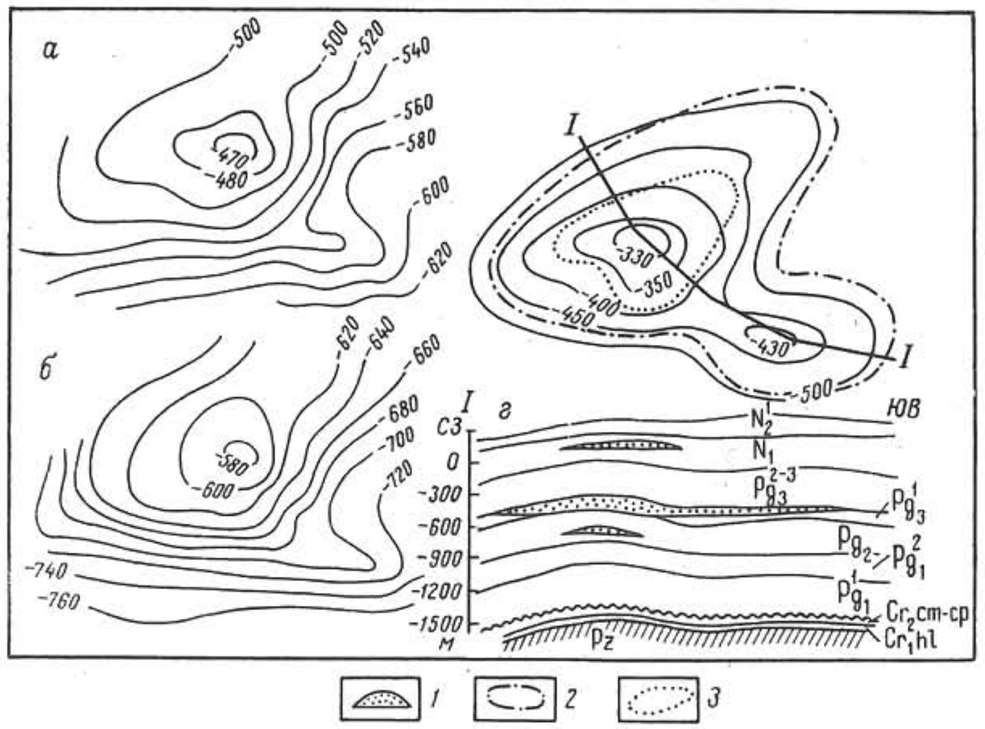


Рис. 60. Северо-Ставропольское месторождение [17].

Палеоструктурные карты по поверхности хадумского горизонта (олигоцен): *а* — к началу среднего миоцена, *б* — к началу среднего сармата; *в* — структурная карта по кровле продуктивного хадумского горизонта; *г* — геологический профиль по линии *I—I*.

1 — залежи газа; *2* — внешний контур залежи газа в хадумском горизонте; *3* — внутренний контур залежи газа в хадумском горизонте.

имеют ничтожную мощность и их разрез начинается с альбского яруса, непосредственно перекрывающего фундамент (рис. 60).

К началу палеоцена структура имела амплитуду около 20 м по размытой поверхности меловых отложений. Интенсивный рост она переживала в майкопское время в связи с общим погружением депрессий, ограничивающих Северо-Ставропольский свод.

За раннемиоценовый этап высота складки увеличилась на 120—140 м по юго-восточному крылу, а к середине сарматского века — еще на 100—110 м.

К структурам древнего заложения и устойчивого длительного роста относятся также Сенгилеевская, Безопасненская, Грачевская и др.

На южном склоне Ставропольского свода мезозойские толщи приобретают большую мощность, их разрез становится относительно полным и в древних ловушках здесь появляются газонефтяные и газоконденсатные залежи в неоком-нижнеальбском проницаемом комплексе (Александровское, Убежинское, Терновское месторождения).

Терско-Кумская область

В платформенной части области отчетливо обособляются два района: Прикумский, связанный с Прикумско-Тюленевским валом, и район вала Карпинского.

В пределах Прикумского-Тюленевского вала открыто около 30 нефтяных и нефтегазовых многопластовых месторождений с резким преобладанием залежей нефти.

Наибольшее количество скоплений углеводородов сосредоточено на глубинах 3000—3500 м. Основным по запасам углеводородов является неоком-нижнеальбский комплекс с четырьмя продуктивными пластами в готерив-барремской толще и четырьмя-пятью горизонтами в апте — альбе. Мощность нижнемеловой проницаемой толщи достигает 700—800 м.

Кроме того, залежи нефти присутствуют в среднеюрских образованиях мощностью до 400—500 м (четыре продуктивных горизонта). Нефтегазоносность верхнемеловых и палеогеновых отложений ограничена и связана только с зонами трещиноватых карбонатных коллекторов. Терригенно-карбонатные толщи неогена мощностью до 1700 м мало перспективны.

Все локальные структуры Прикумско-Тюленевского вала, группирующиеся в несколько антиклинальных зон, разделяются на четыре типа по времени заложения и истории развития [145].

1. Поднятия домелового заложения (Озек-Суат, Русский Хутор, Южно-Сухокумское и др.). Образовались еще в доюрское время над эрозионно-тектоническими выступами фундамента. Интенсивные складкоформирующие движение они испытали в юрском периоде, барремском веке, на границе ранней и поздней эпох мелового периода, в конце олигоцена и в миоцен-антропогеновое время.

2. Структуры мелового заложения (Зимняя Ставка, Величаевская, Колодезная и др.). Сходны со структурами первой группы. Наиболее интенсивно дислоцированы юрские горизонты, вверх по разрезу складки затухают и выполаживаются в слоях среднего миоцена. Образование

замкнутых ловушек отчетливо фиксируется в аптском веке; последующий рост был длительным и более или менее равномерным.

С поднятиями этих двух типов связаны многопластовые месторождения нефти с очень широким стратиграфическим диапазоном размещения залежей — от байоса до апта и даже до неогена (Южно-Сухокумская площадь). Количество продуктивных пластов достигает 13, обычное их число — 6 — 9. Ко второму типу в частности относятся структуры, контролирующее Величаевско-Колодезное нефтяное месторождение — самое крупное в Предкавказье.

3. Поднятия палеоцен-эоценового заложения (Приозерное, Максимокумское). В их формировании ведущую роль играл послечокракский этап, на котором приобрели замкнутую форму ловушки в юрских и меловых горизонтах.

4. Структуры раннемиоценового заложения (Чкаловская, Прасковейская, Правокумская, Ачикулакская и др.), расположенные в юго-западной части Прикумского района.

Брахиантиклинали третьего и четвертого типов, как правило, не содержат залежей в нижнемеловом комплексе. Прасковейская ловушка продуктивна в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях. Ачикулакская — только в белоглинском и кумском горизонтах палеогена.

Тесная связь нефтегазоносности с историей развития структурных ловушек установлена и для района вала Карпинского. Здесь изучено бурением 45 локальных поднятий, из которых только 16 оказались продуктивными. Палеотектонические реконструкции позволили разделить все складки по времени их заложения и характеру роста на четыре типа: юрский, меловой, сантон-эоценовый и олигоцен-миоценовый [24].

Структуры разных типов размещаются на площади вала таким образом, что более молодые складки тяготеют к его западной части, т. е. «омоложение» происходит в сторону регионального подъема пластов и уменьшения мощности осадочного чехла.

Структуры первого типа обычно нефтеносны в юрском комплексе (Каспийское, Комсомольское месторождения). Поднятия второго типа служат ловушками нефтяных и газоконденсатных скоплений в нижнемеловых отложениях, но не содержат залежей в юре (Ермолинская, Краснокамышанская, Ики-Бурульская и др.). Послесантонские поднятия (третий и четвертый типы) обводнены по горизонтам мела.

§ 3. ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Вопросам связи нефтегазоносности структурных ловушек и зон поднятий с историей их развития в пределах Волго-Уральской провинции посвящено большое число работ. Среди них важное место принадлежит исследованиям К. А. Машковича [75, 76] К. А. Машковича, С. Г. Козленко [77], С. П. Козленко [57, 58], С. Ф. Федорова и других исследователей [137, 94]. Названные авторы наиболее последовательно разрабатывают методы палеотектонического анализа применительно к решению поисково- разведочных задач.

Как показал К. А. Машкович [76], крупные тектонические элементы Саратовского Поволжья развивались неоднозначно в палеозое. Сравнив современные структурные планы по кровле пласта $Д_2$-V живетского яруса и по кровле тульского горизонта визе (рис. 61, 62), а также пост-

роив серию палеогеологических карт, он выделил зоны поднятий и депрессий трех категорий: древнего заложения и длительного конседиментационного роста, новообразованных и инверсионных.

Залежи нефти и газа в девонских отложениях контролируются структурным планом девонского же времени. Поднятия в девонских горизон-

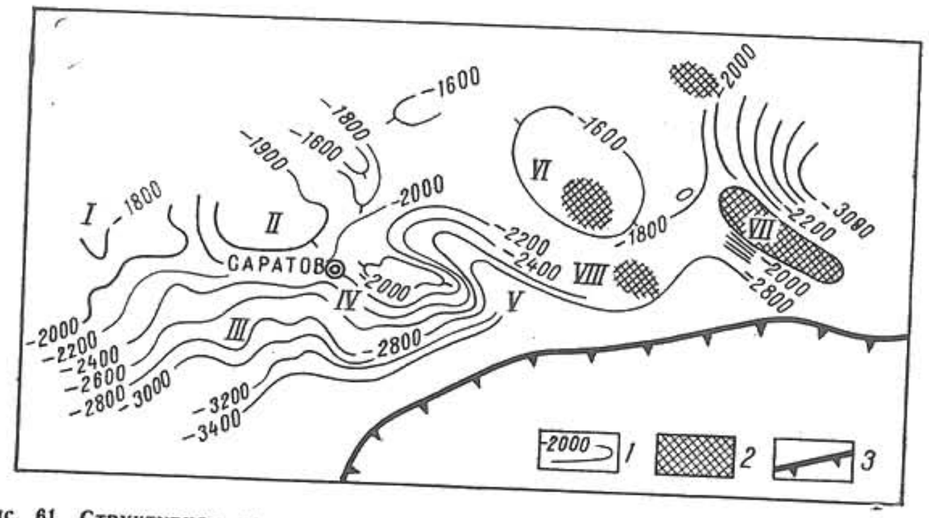


Рис. 61. Структурная карта по кровле пласта $Д_2$-V живетского яруса для Саратовского Поволжья [76].

1 — изогипсы; *2* — зоны размыва живетских отложений; *3* — бортовой уступ Прикаспийской синеклизы.

Крупные структурные элементы: *I* — Баландинско-Ртищевский вал; *II* — Аткарское куполовидное поднятие; *III* — Некрасовский структурный нос; *IV* — Степновский сложный вал; *V* — Марксовская депрессия; *VI* — Балаковская вершина Жигулевско-Пугачевского свода; *VII* — Клинцовское куполовидное поднятие; *VIII* — Марьевская вершина Жигулевско-Пугачевского свода.

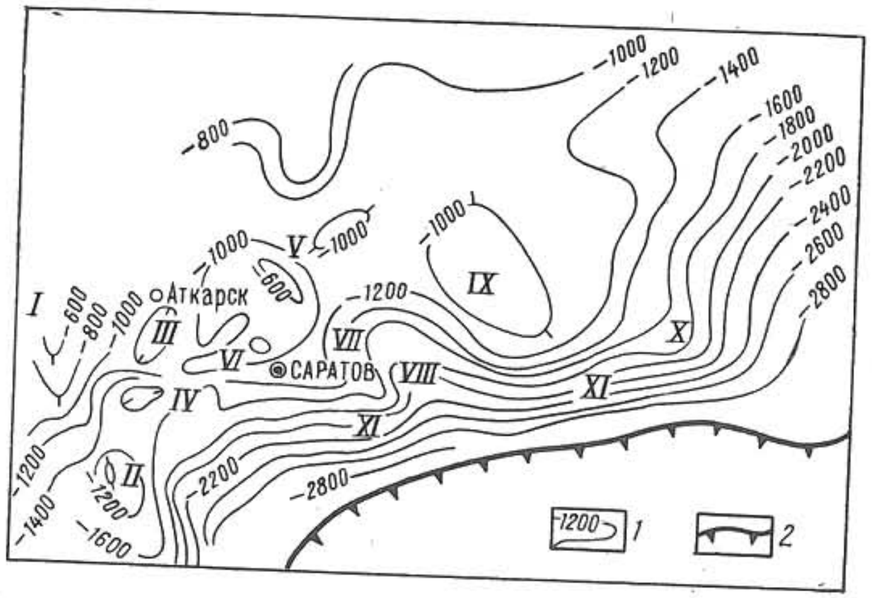


Рис. 62. Структурная карта по кровле тульского горизонта для Саратовского Поволжья [76].

1 — изогипсы; *2* — бортовой уступ Прикаспийской синеклизы.

Крупные структурные элементы: *I* — Баландинско-Ртищевский вал; *II* — Жирновско-Линевский блок; *III* — Аткарская депрессия; *IV* — Карамышская депрессия; *V* — Саратовские дислокации; *VI* — Елшано-Сергиевский вал; *VII* — Степновский структурный нос; *VIII* — Марксовская депрессия; *IX* — Балаковская вершина; *X* — Клинцовский структурный нос; *XI* — Прибортовая моноклиналь.

тах, сформировавшиеся на более поздних этапах развития на месте древних прогибов, не содержат скоплений нефти и газа в живетских отложениях (Елшанско-Сергиевский, Хлебниковско-Радищевский, Ириновско-Оркинский валы, Саратовские дислокации и др.). На рис. 63 хорошо видно, что все залежи нефти и газа в живетских отложениях девона концентрируются в зонах древних поднятий, развивавшихся унаследованно. Скопления углеводородов отсутствуют внутри древних прогибов, расположенных к северу от Саратова.

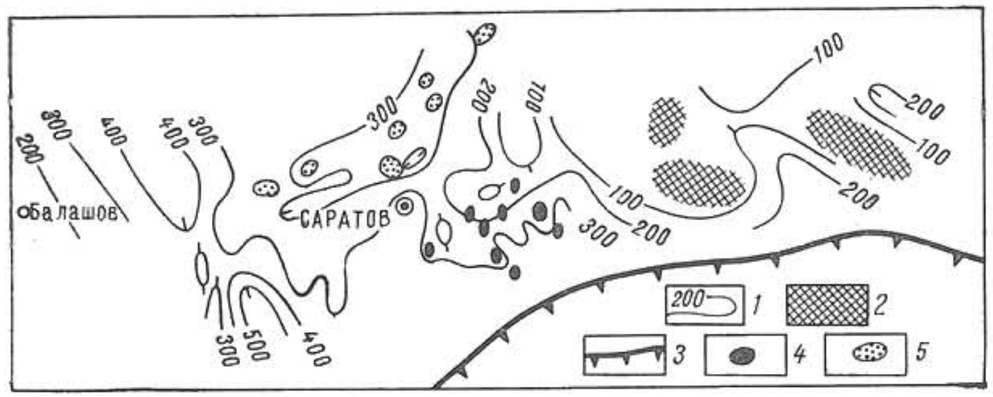


Рис. 63. Карта мощности терригенных отложений среднего и верхнего девона от кровли пласта $Д_2$-V до кровли кыновских слоев [76].

1 — изопахиты в м; *2* — зоны отсутствия отложений; *3* — бортовой уступ Прикаспийской синеклизы; структуры: *4* — содержащие залежи нефти и газа в живетских отложениях, *5* — в которых отсутствуют залежи нефти и газа в живетских отложениях.

Рассмотрев на многочисленных примерах историю формирования локальных ловушек различных типов, К. А. Машкович [76] пришел к следующим выводам.

1. Унаследованные поднятия, заложившиеся в среднедевонское или более раннее время и развивавшиеся непрерывно до середины юрского периода, отличаются максимальным стратиграфическим этажом нефтегазоносности в палеозойских комплексах Саратовского Поволжья. Примером структур этого типа может служить Соколовогорская складка, с которой связано 13 продуктивных горизонтов в отложениях живетского, франского ярусов и каменноугольной системы.

2. Так называемые «молодые» структуры, сформировавшиеся в неогене, несмотря на замкнутую форму по всем реперам палеозоя, не содержат скоплений нефти и газа ни в девонских, ни в каменноугольных толщах. В качестве примера можно привести Гусихинское поднятие.

3. Локальные структуры, в разрезе которых девонские горизонты не приобрели форму замкнутых ловушек до конца франского века или верейского времени, а нижнекаменноугольные слои изогнулись в брахиантиклинальные складки к концу верейского времени и продолжали развиваться до батского века, контролируют залежи нефти и газа только в каменноугольных горизонтах. Пример — Языковское месторождение, на котором установлена нефтегазоносность четырех горизонтов в карбоне, тогда как девонская толща не содержит скоплений углеводородов.

4. В качестве особого типа локальных структур К. А. Машкович выделяет поднятия древнего заложения, но прерывистого развития. Своды таких складок неоднократно выводились на поверхность и подверга-

Таблица 7

Время формирования некоторых поднятий Башкирии (приращение амплитуды складок, м) и распределение залежей нефти по разрезу [94]

Крупный тектонический элемент	Локальная структура	Формирование складки по бийскому или старооскольскому горизонтам (D_2^2) к концу							Формирование складки по горизонту (D_3^1)					Формирование складки по саргаевскому горизонту к концу					Формирование складки по кровле верхнего девона к концу					Формирование складки по тульскому горизонту (C_1 v) к концу				Формирование складки по верейскому горизонту (C_2 m) к концу			Амплитуда складки	
		саргаевского времени	франского века	тульского времени	верейского времени	артинского века	современная амплитуда	возраст продуктивного горизонта	франского века	тульского времени	верейского времени	артинского века	современная амплитуда	возраст продуктивного горизонта	тульского времени	верейского времени	артинского века	современная амплитуда	возраст продуктивного горизонта	верейского времени	артинского века	современная амплитуда	возраст продуктивного горизонта	артинского века	современная амплитуда	возраст продуктивного горизонта	по P_1	по P_2
Татарский свод	Туймазинская группа поднятий	10	15	26	32	60	54	D_2^2 st	31	15	27	52	58	D_3^1	10	29	68	45	D_3^2	27	68	36	C_1 t—v	44	32	—	23	40
	Серафимовская группа поднятий	7	42	24	32	60	54	D_2^2 st	41	26	47	43	34	D_3^1	13	16	42	29	D_3^2	22	24	15	C_1 v	27	27	—	42	25
	Копей-Кубовская	9	—	2	7	8	20	—	—	—	—	—	4	D_3^1	4	7	9	19	D_3^2	—	12	19	C_1 t—v	—	7	—	3	15
	Троицкая	—	4	2	7	8	5	—	6	9	12	16	8	D_3^1	9	12	11	—	—	15	4	—	—	—	3	—	—	—
	Знаменская	—	—	Прогиб	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	10	6	—	—	6	4	C_1 t—v	—	6	—	—	—
	Белебеевская	3	2	3	7	20	3	D_2^2 st—bi	9	—	5	12	—	—	3	21	20	10	—	12	8	—	C_1 t—v	12	10	—	5	—
	Шкаповская	11	11	4	14	16	7	D_2^2 st—bi	12	8	13	17	13	D_3^1	2	16	16	9	D_3^2	15	4	18	C_1	19	21	—	38	15
Башкирский свод	Кушкульская	—	—	—	—	—	17	—	115	71	37	14	37	D_3^1	10	11	11	48	—	8	—	45	—	6	42	—	55	—
	Югомашевская	—	—	—	—	—	—	D_2^2 st	2	—	—	—	—	D_3^1	4	9	15	5	—	5	16	2	C_1 v	5	4	C_2^{2-3}	19	—
Бирская седловина	Орьебашская	—	—	—	—	2	14	—	—	—	—	4	3	—	—	4	11	12	—	—	20	15	C_1 v	5	8	C_3^2	6	15
	Чераульская	—	12	—	5	2	11	—	12	—	—	—	16	D_3^1	2	11	10	13	—	18	5	32	C_1 v	—	19	C_2^3	15	10
	Арланская	Прогиб			—	Прогиб	—	—	Прогиб	24	14	—	—	—	15	38	32	14	—	13	20	15	C_1 t—v	15	13	C_2^3	13	15
Юго-Восточный склон платформы	Чекмагушская группа поднятий	3	7	5	21	—	7	D_2^2 st	8	21	13	Прогиб	2	D_3^1	—	17	12	6	—	12	10	9	C_1 t—v	13	12	—	8	15
	Сергеевская	2	—	—	—	—	—	—	3	5	8	3	—	—	4	9	4	17	—	11	15	13	C_1 t	11	—	—	11	—
	Каргалинская	—	2	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	D_3^1 (залежь структурно-литологическая)	—	—	—	—	—	—	—	—	C_1 v	—	—	—	—	55

лись размыву. Скопления нефти и газа в разрезе этих площадей отсутствуют вследствие разрушения рано сформировавшихся залежей. Примером подобных структур служит Советское поднятие.

К аналогичным выводам пришли С. Ф. Федоров, К. С. Яруллин и другие исследователи [94] в результате изучения связи между палеоструктурным развитием Западной Башкирии в палеозое и нефтеносностью этой обширной территории.

С. Ф. Федоровым с соавторами были составлены палеоструктурные карты для поверхностей бийского и старооскольского горизонтов среднего девона, саргаевского (франский ярус), тульского (визейский ярус), верейского (московский ярус среднего карбона) горизонтов на все последующие этапы времени — вплоть до конца артинского века. Основные результаты их расчетов сведены нами в табл. 7, а часть проанализированных поднятий показана на рис. 64.

Из табл. 7 видно, что максимальным стратиграфическим диапазоном нефтеносности обладают те локальные поднятия (или их группы, зоны), которые образовались в досреднедевонское время и на протяжении всей палеозойской эры переживали устойчивый конседиментационный рост.

К таким формам, в частности, относятся Туймазинская и Серафимовская группы структур, Шкаповская брахиантиклиналь на Татарском своде.

Для них характерно присутствие залежей нефти в старооскольском горизонте (живетский ярус), пашийских и кыновских слоях (франский ярус), в отложениях фаменского яруса, в резервуарах турне и визе.

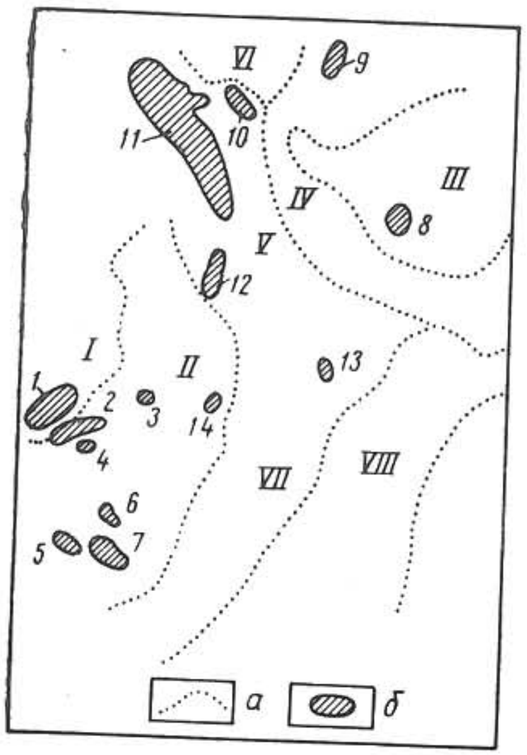


Рис. 64. Схема расположения крупных тектонических структур Башкирии и некоторых нефтяных месторождений [94].

а — границы крупных тектонических структур; *б* — нефтяные месторождения. *I* — Татарский свод; *II* — краевая часть Татарского свода; *III* — Башкирский свод; *IV* — краевая часть Башкирского свода; *V* — Бирская седловина; *VI* — Верхнекамская впадина; *VII* — юго-восточный склон платформы; *VIII* — Предуральский прогиб. Нефтяные месторождения, связанные со структурными ловушками: *1* — Туймазинская группа, *2* — Серафимовская группа, *3* — Копей-Кубовское, *4* — Троицкое, *5* — Знаменское, *6* — Белебеевское, *7* — Шкаповское, *8* — Кушкульское, *9* — Югомашевское, *10* — Орьебаш-Чераульское (купола Орьебашский и Чераульский), *11* — Арланское, *12* — Чекмагушская группа, *13* — Сергеевское, *14* — Каргалинское.

Ограниченное распределение залежей нефти по разрезу установлено на Сергеевской и Каргалинской площадях, расположенных в области юго-восточного склона платформы.

Каргалинская складка не развивалась по старооскольскому и саргаевскому горизонтам в продолжение почти всей палеозойской эры; Сергеевское поднятие приобрело незначительную амплитуду по саргаевскому горизонту только к концу верейского времени.

Обе сравнительно молодые структурные ловушки не содержат скоплений нефти в девонском терригенном комплексе. Небольшая залежь в пашийском горизонте на Сергеевской площади связана с литологической ловушкой. Каргалинское поднятие, развивавшееся крайне неустойчиво в карбоне, контролирует залежи нефти только в бобриковском (угленосном) горизонте визейского яруса.

Весьма показательна история крупной Арланской складки в Бирской седловине. На месте этого поднятия существовал прогиб по старооскольскому горизонту, сохранившийся до начала артинского века раннепермской эпохи.

По кровле саргаевского горизонта прогиб преобразовался в пологое поднятие уже к концу тульского времени, но в дальнейшем эта инверсионная структура не испытывала заметного роста (по саргаевскому горизонту).

Арланская складка энергично формируется в каменноугольном и пермском периодах и сохраняет антиклинальную форму до настоящего времени по тульскому, верейскому горизонтам и в пермских отложениях.

На этой площади залежи нефти присутствуют в резервуарах турнейского, визейского ярусов нижнего карбона и московского яруса среднего отдела каменноугольной системы.

Анализируя историю развития некоторых локальных поднятий, С. Ф. Федоров и другие исследователи [94] приходят к заключению о том, что залежи нефти могут формироваться очень длительно: с момента образования ловушки до завершения складчатых движений.

Более определенные суждения и расчеты по данному вопросу изложены в монографии С. П. Максимова [73], работах С. П. Максимова, А. Г. Милешиной и В. Н. Ларкина [74], В. Н. Ларкина [70] и других исследователей.

Так, В. Н. Ларкин [70] связывает время образования залежей нефти в различных ловушках и стратиграфических комплексах с особенностями тектонического развития структур. В терригенном комплексе девона Волго-Уральской провинции залежи нефти формировались в несколько этапов в соответствии с разным временем возникновения локальных поднятий. Для Пермско-Башкирского свода этими этапами являются окское и раннепермское время, для восточного склона платформы — конец верейского и начало каширского времени. После артинского века, по мнению В. Н. Ларкина, происходили процессы переформирования залежей, вызванные перестройкой структурного плана в связи с развитием Предуральского прогиба. Вместе с тем, он отмечает, что локальные поднятия, возникшие в новейшее время, не содержат залежей нефти и газа во всех продуктивных комплексах палеозоя (Шалымская, Малоусинская, Беляевская структуры). «Это можно объяснить тем, — пишет В. Н. Ларкин, — что молодые поднятия приобретают замкнутую форму в послепермское время, когда процесс переформирования залежей уже закончился» [70, стр. 90].

ГЛАВА VI

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Рассмотренные выше материалы по геологическому строению и нефтегазоносности Центральноевразиатской молодой платформы и в особенности ее крупнейшего сегмента — Западно-Сибирской плиты, а также данные по некоторым районам древней Восточно-Европейской платформы дают известное основание для оценки структурно-тектонических и палеотектонических факторов нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

§ 1. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Основные закономерности тектонического контроля нефтегазоносности можно сформулировать следующим образом.

1. Ведущее значение структурно-тектонического фактора в нефтегазонакоплении вытекает из характера пространственного размещения нефтегазоносных областей, районов и зон во всех провинциях. Однако это общее положение остается недостаточно определенным, если оно принимается вне связи с анализом современного тектонического строения и истории геологического развития конкретных регионов.

В пределах платформенных территорий зоны регионального нефтегазонакопления достаточно отчетливо разделяются на три категории в зависимости от их приуроченности к крупным геоструктурным единицам:

1) области и районы внутриплитных поднятий I порядка;

2) области и районы бортов впадин и мегапрогибов, обычно осложненных уступами, ступенями, цепочками локальных структур, полосами выклинивания, литологического замещения, стратиграфического несогласия и т. п.;

3) участки выступов (поднятий II порядка) в днищах впадин.

Примерами районов первой категории являются Сургутский, Нижневартовский, Северо-Ставропольский, Центральнокаракумский, Татарский, Башкирский и другие, связанные с одноименными сводами и куполовидными поднятиями.

Примерами районов второй категории служат Березовский, Шаимский, вала Карпинского, Бухарской и Чарджоуской ступеней.

К внутривпадинным нефтегазоносным районам относятся Красноленинский (Западная Сибирь), Мары-Серахский (Туркмения) и Ейско-Березанский (Предкавказье).

Видимо, в особую, четвертую, категорию нефтегазоносных земель следует отнести области соизмеримых по площади сопряженных валов и прогибов на пространстве Надым-Тазовского междуречья.

2. Во всех группах нефтегазоносных территорий нефтесборными являются прежде всего депрессии, из которых углеводороды поступают в зоны структурных и неструктурных ловушек. Отсюда ясно, что перспективы открытия богатых скоплений нефти и газа в решающей степени зависят от геотектонических позиций впадин и мегапрогибов. Наиболее высокой плотностью запасов должны обладать зоны структур, осложняющих окраинно-плитные впадины, которые переходят в синхронные геосинклинали или в области океанизации (поднятия Обь-Тазовской синеклизы, Мургабской, Азово-Кубанской, Терско-Кумской депрессий, восточного края Русской плиты и др.).

Малоперспективными и бесперспективными являются прибортовые котловины, граничащие со щитами и кряжами платформ (Омская, Тургайская, Сырдарьинская, Кулундинская, Причерноморская, Прибалтийская и др.).

Очевидно, что плотность запасов углеводородов возрастает вместе с увеличением объемов осадочного выполнения нефтесборных площадей.

3. Если морфология днища впадин и объем заполняющих эти впадины осадков предопределяют потенциальные возможности той или иной провинции, то степень концентрации углеводородов в залежах (при прочих равных условиях) зависит от геологического строения зон крупных поднятий и сопряженных с ними частных депрессий. Однако у исследователей нет достаточно твердых критериев для оценки перспектив нефтегазоносности только по морфологическим показателям.

Так, например, К. Н. Кравченко [63], основываясь на материалах по Среднеазиатской провинции, выделяет три типа региональных структур: мелкие (поднятия и впадины, перекрытые чехлом мощностью до 1 км): среднепогруженные (структуры с мощностью чехла 1—3 км) и глубокопогруженные зоны. Среди последних обособляется несколько категорий: с глубинами 3—5, 5—7, 7—10 и 10—15 км до поверхности фундамента. Мелкие структуры неперспективны. Среднепогруженные депрессии продуцируют недостаточное количество углеводородов. Этим обстоятельством К. Н. Кравченко объясняет отсутствие месторождений нефти и газа в Приташкентском и Таласском внешнеорогенных прогибах и в Сырдарьинской синеклизе. Среднепогруженные поднятия (например, Центральнокаракумский свод) могли аккумулировать углеводороды из смежных, глубоко опущенных депрессий.

По мнению Н. Ю. Успенской [135], крупные и гигантские месторождения углеводородов связаны с зонами поднятий площадью до сотен и и тысяч квадратных километров, приуроченных к областям повышенных мощностей осадочного чехла вообще и нефтегазоносных комплексов — в частности. Н. Ю. Успенская указывает также на определенную приуроченность месторождений-гигантов к шарнирным линиям больших градиентов перепада мощностей продуктивных свит, распространение ко-

торых контролируется региональными флексурами и сбросами фундамента.

Вместе с тем известны гигантские скопления нефти и газа на малых глубинах, в зонах невысоких градиентов изменения мощностей. Очевидно, что чисто морфологические или структурно-статистические показатели нефтегазонакопления нельзя считать достаточно определенными и конкретными.

Из современного структурного плана подошвы осадочного чехла или его нижних горизонтов нельзя извлечь полную информацию о размещении нефтегазоносных территорий, стратиграфическом распределении залежей, их запасах, фазовом состоянии флюидов. И хотя положение ловушек внутри или на бортах питающих впадин, их морфология, степень общей дислоцированности пород, наличие разрывных нарушений и другие структурно-тектонические показатели определяют выбор объектов исследования при проведении поисково-разведочных работ, необходимо помнить, что связь между морфологическими параметрами структур различных порядков и нефтегазоносностью не носит характера отчетливо функциональной.

Нельзя, например, утверждать, что чем больше площадь поднятия, тем крупнее запасы залежей; что крупные сквозные поднятия обязательно являются ловушками нефти и газа в нескольких проницаемых комплексах; что если залежи открыты в верхней части разреза, то они присутствуют и в нижних горизонтах и т. п.

§ 2. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Образование нефти и газа, формирование промышленных залежей углеводородов обусловлены процессами седиментогенеза, катагенеза и тектогенеза, протекающими в пространстве и во времени.

Как справедливо отмечает А. А. Бакиров, «познание закономерных связей пространственного размещения крупных нефтегазоносных территорий невозможно только на основе изучения размещения современных впадин и приуроченных к ним артезианских бассейнов без тщательного выяснения палеотектонических и палеогидрогеологических условий развития каждой рассматриваемой геологической провинции и изменений этих условий в пространстве и во времени»... [13, стр. 18].

В работе М. Хэлбаути и других исследователей [136], обобщающей сведения о размещении месторождений-гигантов в мире, к числу факторов, обусловливающих формирование таких месторождений, относится палеотектонический.

Авторы не придают палеотектонике решающего значения, считая, что любой из рассматриваемых ими критериев может превалировать в том или ином районе вследствие особенностей его геологического строения. Но они отмечают, что в отдельных бассейнах имеются гигантские ловушки, в которых образовались лишь небольшие залежи нефти или газа.

Незаполненность углеводородами значительного объема таких ловушек объясняется М. Хэлбаути или отсутствием взаимосвязи между материнскими отложениями и породами-коллекторами, или «неудачным» временем формирования структур.

Важным фактором в образовании месторождений-гигантов признается также формирование крупных ловушек одновременно с процессами генерации и миграции углеводородов. Существование крупных ловушек именно в тот момент, когда температура в недрах, вес перекрывающих пород и степень уплотнения осадков были достаточными для того, чтобы сделать углеводороды материнских пород подвижными и привести к их миграции в породы-коллекторы, — важное обстоятельство для скопления больших объемов нефти. Указанные авторы отмечают также, что конседиментационный рост поднятий внутри бассейнов благоприятствует образованию зон изменения пористости и эрозионных и литологических ловушек.

Н. Б. Вассоевич и другие исследователи [37, 54] определяют время, когда происходит наиболее энергичное образование нефти в осадочных толщах, по степени углефикации органического вещества. Этим временем является время достижения нефтематеринским комплексом глубин и температур, при которых органическое вещество претерпевает стадию среднего катагенеза. Отсюда делается весьма важный вывод: для возникновения нефтяных залежей необходимо, чтобы ловушки были сформированы до главной фазы нефтеобразования (ГФН) или по крайней мере до ее завершения.

Такое заключение в общем согласуется с выводами, вытекающими из палеотектонических реконструкций, но последние дают более жесткие граничные условия нефтегазонакопления: как было показано выше на примерах ряда районов платформенных областей, необходимыми условиями для формирования залежей как нефти, так и газа в той или иной проницаемой толще являются существование или заложение зон ловушек еще на этапе диагенеза осадков и достаточно продолжительный их конседиментационный рост — вплоть до завершения главной стадии образования, миграции и аккумуляции углеводородов в данной проницаемой толще.

Ниже излагаются основные выводы по условиям формирования месторождений нефти и газа на платформах, которые следуют из палеотектонического анализа с учетом геохимических, литолого-формационных и гидрогеологических критериев.

1. В большинстве провинций и областей присутствует несколько независимых нефтегазоносных комплексов и подкомплексов, разделенных региональными и зональными флюидоупорами. Образование залежей углеводородов в этих проницаемых толщах происходило в разное время в разных геотектонических зонах по мере возникновения в них соответствующих геохимических (возможно, биогеохимических), термодинамических, каталитических и структурно-тектонических условий.

Процессы превращения органического вещества в нефть и газ, миграции флюидов, формирования залежей следуют один за другим и могут быть описаны как непрерывная цепь событий, характеризующих полный цикл нефтегазообразования [22, 47].

2. Нефтегазоносные комплексы и подкомплексы являются одновременно и нефтегазопроизводящими; образование залежей углеводородов в них осуществляется преимущественно в ходе внутрирезервуарной (боковой и вертикальной) миграции, т. е. путем перемещения флюидов в пределах ограниченных снизу и сверху проницаемых толщ.

3. Неравномерное распределение залежей по разрезу и по площади обусловлено рядом причин: количеством биомассы, накапливавшейся в бассейне, типом исходного органического вещества, палеогеографическими и литолого-фациальными особенностями, режимом тектонических движений при решающей роли последнего.

Ведущее значение палеотектонических факторов нефтегазообразования в региональном плане вытекает из концентрации залежей на определенных стратиграфических уровнях, между которыми нет крупных промышленных скоплений. На примере Западно-Сибирской провинции было показано, что залежи углеводородов присутствуют главным образом в тех проницаемых толщах, которые накопились в обстановке ускоренного прогибания дна бассейна при условии, что после отложения потенциально продуктивных свит энергичное погружение продолжалось еще три-четыре геологических века (см. рис. 34, 35).

За это время потенциально нефтегазоносная толща погружается во впадинах на 1500—2000 м, а на сводах и валах — на 1200—1500 м. По-видимому, в депрессионных зонах на палеоглубине около 2000 м осадочные комплексы уже проходят через зону ГФН в условиях изученных районов Западной Сибири.

К сходным выводам пришли Э. А. Бакиров, В. И. Ермолкин и К. В. Фомкин [14] на материалах по Средней Азии и Предкавказью. Согласно их расчетам, основанным на палеотектонических реконструкциях, продолжительность миграции и аккумуляции углеводородов в мезозойских и кайнозойских комплексах Туранской и Скифской плит колеблется от 25 до 50 млн. лет. За указанный отрезок времени соответствующие нефтегазопроизводящие свиты опускались на глубину 1300—1800 м от уровня их первоначального накопления.

Формирование залежей нефти в юрском комплексе Восточного Предкавказья закончилось в середине позднемеловой эпохи, а в альбских песчаниках — в олигоцене.

В целом продолжительность миграции и аккумуляции флюидов определяется скоростью погружения. В геосинклинальных областях, где скорость опускания в 5—10 раз выше, чем на платформах, продолжительность всего цикла нефтегазообразования, естественно, сокращается.

4. Малоперспективными и бесперспективными (во всем бассейне или в отдельных его частях) являются осадочные толщи, которые формировались в условиях недифференцированного погружения, протекавшего с низкой скоростью. Они не приобретают свойств нефтегазоносных комплексов и подкомплексов и при последующем энергичном опускании. Обычно такие свиты служат региональными флюидоупорами.

Не содержат крупных залежей нефти и газа проницаемые толщи, которые накапливались в обстановке энергичного погружения дна бассейна, если в последующие три-четыре века темп прогибания резко замедлился. В первом случае (когда прогибание сначала протекало очень медленно, а затем резко усилилось) неблагоприятными были условия для отжатия флюидов из пелитовых осадков в пески, т. е. для первичной миграции. Во втором случае (когда прогибание шло с большой скоростью, но после отложения проницаемых осадков резко замедлилось) неблагоприятной была обстановка для вторичной миграции и аккумуляции уже образовавшихся из рассеянного органического вещества углеводородов.

5. Количество потенциально нефтегазоносных комплексов и подкомплексов в седиментационном бассейне обычно определяется характером разреза, фациями осадочных пород и степенью катагенного превращения органического вещества. Однако число реально существующих («работающих») продуктивных свит и площадь их распространения всегда меньше количества и площади потенциально нефтегазоносных толщ.

Так, например, по региональным литологическим особенностям (наличию чередующихся в разрезе песчано-алевритовых и глинистых пачек) и степени катагенетического превращения остаточного органического вещества мезозойские отложения — от подошвы юры до кровли сеномана — перспективны почти на всей территории Западно-Сибирской плиты, за исключением участков, примыкающих к обрамлению [84].

В действительности промышленные залежи нефти в неокоме присутствуют только в центральных районах плиты, к северу от Обь-Иртышского водораздела, а продуктивность апт-альбских и сеноманских горизонтов установлена на еще более ограниченном пространстве, охватывающем территорию Надым-Тазовского междуречья, Ямала и западной части Усть-Енисейского мегапрогиба. Такое размещение перспективных и неперспективных земель (по разным комплексам) в пределах Западно-Сибирской провинции обусловлено особенностями режима тектонических движений различных блоков или зон на разных этапах развития последних.

6. Если количество реальных нефтегазоносных толщ в той или иной области определяется темпом устойчивого и достаточно длительного прогибания, то характер размещения залежей по разрезу в каждой зоне зависит от динамики роста структур, т. е. от группы, типа и класса крупного поднятия, которое создает эту зону регионального нефтегазонакопления.

При прочих равных условиях наиболее широким стратиграфическим диапазоном нефтегазоносности обладает та зона структурных осложнений, литофациальных замещений, разрывных нарушений и т. п., которая играла роль региональной ловушки в каждом цикле нефтегазообразования на каждой из возможных стадий этого цикла.

В пределах крупных конседиментационных поднятий распределение залежей углеводородов по разрезу и по величине запасов непосредственно контролируется особенностями развития структур II и III порядков, т. е. классами элементарных ловушек, которые различаются по возрасту формирования, темпу роста и палеогипсометрическому положению относительно друг друга.

7. Палеотектонические факторы в известной степени определяют также фазовое равновесие нефтегазовых систем. Зоны преимущественного нефтенакопления связаны с крупными поднятиями, существовавшими до отложения проницаемых комплексов и развивавшимися конседиментационно и непрерывно в продолжении одного-двух и более циклов нефтеобразования.

Для платформенных областей концом цикла является время, когда продуктивная толща была перекрыта в пределах приподнятых зон тол-

щей осадков мощностью 1200—1500 м. К этому времени в основном завершился рост нефтеносных структур и они перешли (по поверхности данного проницаемого комплекса или подкомплекса) в погребенное состояние. При дальнейшем погружении нефтеносных свит (во впадинах это палеоглубины свыше 2 км) наступает новая фаза генерации углеводородов, в которой доминирует образование газообразных продуктов [54]. Но в условиях устойчивого прогибания давление насыщения газов за контурами нефтяных залежей обычно остается ниже гидростатического даже при достижении глубин порядка 4—5 км. В результате в таких погребенных ловушках могут сохраниться скопления нефти значительно ниже ГФН.

Непрерывное устойчивое погружение, сопровождавшееся длительным конседиментационным складкообразованием, характерно для зон Терско-Кумской впадины, Южно-Мангышлакской системы прогибов, Среднеобской, Мансийской, Каймысовской и Оганской областей, где резко преобладают скопления нефти.

По той же причине преимущественно нефтеносны кайнозойские комплексы альпийских прогибов, несмотря на большую глубину (свыше 5 км) и высокую температуру (150—170° С) многих залежей.

Зоны преимущественного газонакопления связаны с системами поднятий прерывистого конседиментационного роста, в истории которых неоднократно проявлялась инверсия тектонического режима — смена нисходящих движений активным воздыманием над уровнем бассейна.

На этапах такого подъема (если он не сопровождался раскрытием ловушек и разрушением ранее образовавшихся скоплений) происходило энергичное выделение газа из водорастворенного в свободное состояние.

Прерывистая конседиментационная складчатость обусловила формирование газовых и газонефтяных месторождений в пределах Центральнокаракумской, Ставропольской и Бухаро-Хивинской областей. Конседиментационный рост верхнемеловых ловушек Надым-Тазовского междуречья на севере Западно-Сибирской провинции замедлился в середине олигоценовой эпохи, а в конце олигоцена и в миоцене сменился энергичной постседиментационной складчатостью, что обусловило формирование гигантских скоплений газа в сеноманском резервуаре. На некоторых площадях здесь присутствуют также газонефтяные залежи и нефтяные оторочки газовых скоплений — следы нефтеобразования, протекавшего в процессе позднемелового и палеоцен-эоценового относительно устойчивого погружения.

8. Палеотектонические исследования дают известные материалы для объяснения причины образования газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений, развитых в ряде платформенных областей (Западное Предкавказье, север Западной Сибири, Верхнепечорская впадина и др.).

Зоны ловушек, контролирующих газоконденсатные залежи во всем разрезе нижнего мела, в интервале глубин 1700—3200 м (т. е. выше и ниже предполагаемого порога ГФН), известны на севере Западно-Сибирской провинции.

Нефтегазоконденсатные месторождения открыты также в юрских отложениях Томского Приобья. Одно из возможных (но не единственных) объяснений такого явления сводится к следующему.

В палеогеновом периоде нижнемеловые толщи во впадинах севера Тюменской области и Красноярского края и юрские образования в депрессиях Томского Приобья были опущены на глубины 2—3 км и более и вошли в зону вторичного газообразования, происходившего в результате термокаталитического превращения остаточного органического вещества.

В конце олигоцена и особенно в неогеновом периоде обширные северные области и участки юго-восточной окраины Западно-Сибирской провинции переживали активное воздымание, в результате которого амплитуды структурных ловушек увеличились, часть ранее накопившихся осадков была размыта, гидростатическое давление в зонах подъема понизилось и определенное количество растворенного в воде газа выделилось в свободную фазу.

В ловушках, занятых нефтью, происходили процессы ее газонасыщения, завершившиеся полным или частичным растворением нефти в газе, т. е. образованием вторичных газоконденсатных залежей. Пространственное размещение последних хорошо согласуется с контурами зон неотектонических поднятий; чисто нефтяные залежи в синхронных толщах сохранились в районах новейшего опускания.

В этой связи может решаться проблема поисков новых преимущественно нефтеносных областей на северной окраине Западно-Сибирской равнины (Ямальский и Гыданский полуострова) и в акватории Карского моря, где намечаются обширные неотектонические депрессии и погребенные сводовые поднятия.

Сделанные выводы не исчерпывают всего многообразия палеотектонического контроля нефтегазоносности. Однако приведенные примеры показывают, что палеотектоника, или историческая тектоника, в последние годы приобретает характер важнейшей в теоретическом и практическом плане ветви нефтяной геологии.

Палеотектоника синтезирует достижения поисково-разведочного дела и вместе с тем расширяет возможности конкретного использования данных ряда теоретических дисциплин — структурной и региональной геологии, палеогеографии, геохимии, гидрогеологии, палеогидрогеологии, способствуя в свою очередь их дальнейшему развитию.

Палеотектоника служит прочным фундаментом генетических моделей нефтегазообразования, необходимых для успешных поисков и разведки крупных месторождений углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аванесян М. Т., Алиев И. М. К вопросу о газоносности нижнемеловых отложений Восточной Туркмении.— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1970, № 5, с. 32—35.

2. Аванесян М. Т., Аржевский Г. А. Особенности формирования локальных структур Восточной Туркмении.— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 4, с. 3—7.

3. Аванесян М. Т., Гейман Б. М., Теплицкая Б. И. О соотношении структурных планов подсолевых и надсолевых отложений Восточной Туркмении.— В сб.: Геол. и перспективы нефтегазоносн. Ср. Азии. М., изд. ВНИГНИ, 1970, с. 77—87. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 95).

4. Алиев И. М. Условия формирования залежей газа в неокомских отложениях Байрамалийского района. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1966, № 10, с. 53—55.

5. Алферов С. Е. О тектонических предпосылках нефтегазоносности южной части Центральных Каракумов.— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1968, № 1, с. 12—16.

6. Альбские отложения как дополнительный резерв добычи нефти и газа в Восточном Предкавказье.— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 5, с. 7—12. Авт.: М. С. Бурштар, Н. Д. Гурова, В. Ф. Марков, Д. А. Назаров.

7. Аманов С. А. Первое нефтегазовое месторождение Центральных Каракумов.— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 6—9.

8. Анищенко Л. А., Кремс А. Я., Саар Д. А. О вертикальной зональности размещения углеводородов в Тимано-Печорской провинции. — «Геол. нефти и газа», 1972, № 3, с. 1—6.

9. Антыпко Б. Е. Неогеновая система. Геология СССР. Т. 44, ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 177—189.

10. Аржевский Г. А., Блискавка А. А., Рубан В. И. Эффективность структурного бурения в центральной части Каракумов.— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 3—6.

11. Аширов К. Б. Условия и масштабы миграции нефти и газа, существовавшие при формировании месторождений Среднего Поволжья.— В сб.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 467—476.

12. Бабаев А. Г. Тектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., «Недра», 1966, 372 с.

13. Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971, 544 с.

14. Бакиров Э. А., Ермолкин В. И., Фомкин К. В. Продолжительность миграции и аккумуляции углеводородов. — В сб.: «Геол. и нефтегазоносн. р-нов Ср. Азии. М., «Недра», 1969, с. 128—138. («Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», вып. 78).

15. Богацкая Г. И. Раннеорогенная стадия тектонического развития Печорского Приуралья и ее значение в размещении залежей нефти и газа в нижнепермских отложениях. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1972, № 5, с. 6—8.

16. Бочкарев В. С., Рудкевич М. Я. Геологические карты среза и палеотектонические карты. — В кн.: Осн. этапы истории геол. разв. Зап.-Сиб. плиты. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1970, с. 15—25. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 28).

17. Бурштар М. С., Бизнигаев А. Д. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях. М., «Недра», 1969, 344 с.

18. Быков Р. И., Шустер В. Л. Роль разломов фундамента и вертикальная миграция флюидов.— В кн.: Фундамент, осн. разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносн. М., «Недра», 1970, с. 216—227.

19. Вайполин Ю. В. Использование кривых распределения отражающих горизонтов при интерпретации данных сейсморазведки в платформенных областях (на примере Западно-Сибирской низменности).— В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1966, № 12, с. 23—25.

20. Вайполин Ю. В. Тектоническое строение и основные этапы развития северной половины Западно-Сибирской плиты.— В сб.: Пробл. геол. строения и нефтегазоносн. Севера Зап. Сибири. Л., изд. ВНИГРИ, 1971, с. 96—124 («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та» вып. 293).

21. Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности восточного Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба. М., «Недра», 1967, 164 с.

22. Вариации стабильных изотопов углерода, водорода и серы нефтей в связи с цикличностью процессов нефтегазообразования. — «Геол. нефти и газа», 1971, № 4, с. 30—33. Авт.: Н. А. Еременко, Т. А. Ботнева, С. П. Максимов, Р. Г. Панкина.

23. Васильев В. Г. Сырьевая база газовой промышленности и перспективы ее размещения. — «Газ. пром-сть», 1970, № 4, с. 8—13.

24. Воронин Н. И., Круглов Ю. И. Типы локальных поднятий кряжа Карпинского, история их развития и нефтегазоносность. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 12—16.

25. Воронков Ю. С. Меловые отложения восточного склона Приполярного Урала. — В сб.: Геол. и нефтегазоносн. запада Зап.-Сиб. низменности. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 120—138 («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 140).

26. Время и условия формирования структур и залежей газа Гугуртлинско-Кульбешкакского района. — «Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1972, № 5, с. 117—119. Авт.: Ю. В. Самсонов, М. И. Тарханов, А. Н. Руднев, О. Тораев.

27. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972, 300 с. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 226).

28. Гарецкий Р. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е. Тектоническая природа палеозойско-нижнемезозойского комплекса пород Туранской и Скифской плит.—В сб.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с. 83—99.

29. Генетические типы нефтей Пермского Прикамья по изотопному составу углерода. — «Геол. нефти и газа», 1972, № 1, с. 33—39. Авт.: Э. М. Галимов, С. А. Винниковский, И. А. Пьянков, И. Г. Кузнецова.

30. Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М., «Наука», 1970, 163 с. Авт.: З. Е. Булекбаев, Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян и др.

31. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1968, 216 с. («Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», вып. 41). Авт.: А. А. Булынникова, А. И. Резапов, В. В. Пучкина, Н. Н. Стороженко.

32. Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака. Алма-Ата, «Наука», 1967, 228 с. Авт.: С. Е. Чакабаев, Ю. С. Кононов, Э. С. Воцалевский, В. А. Иванов, А. И. Шаховой.

33. Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М., «Недра», 1969, 240 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 66). Авт.: Г. Х. Дикенштейн, Г. А. Аржевский, В. Д. Ильин и др.

34. Геолого-геохимические условия формирования и закономерности размещения локальных скоплений нефти и газа в пределах Туранской плиты и сопредельных районов. — В сб.: Геол., геофиз., разраб. нефт. и газ. м-ний, транспорт нефти и газа. М., «Недра», 1969, с. 66—75. («Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 91). Авт.: Э. А. Бакиров, Э. А. Табасаранский, А. К. Мальцева, В. И. Ларин.

35. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1971, 252 с. («Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья. Сер. нефт. геол.», вып. 36). Авт.: А. Э. Конторович, Е. Л. Берман, Л. И. Богородская и др.

36. Гиршгорн Л. Ш., Кабалык В. Г., Краев А. Г. Некоторые особенно-

сти геологического строения нижней части осадочного чехла Севера Западной Сибири. — В сб.: Материалы по тектонике глубоких горизонтов Зап.-Сиб. плиты. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1972, с. 78—98. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 60).

37. Главная фаза нефтеобразования. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1969, № 6, с. 1—27. Авт.: Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Корчагина, Н. В. Лопатин, В. В. Черышев.

38. Голов А. А., Соловьев Б. А. О перспективах поисков нефти и газа в соленосных отложениях Прикаспийской впадины. — В сб. Особенности геол. строения и прогнозир. нефтегазоносн. некоторых р-нов СССР. М., изд. ВНИГНИ, 1971, с. 55—60. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 108).

39. Горелов С. К., Розанов Л. Н. Роль новейших тектонических движений и морфоструктурный фактор в размещении месторождений нефти и газа. — «Геоморфология», 1970, № 4, с. 32—39.

40. Грибков В. В., Лазарев В. С. Формирование некоторых локальных структур Мангышлака. — В сб.: Особенности геол. строения и оценка перспектив нефтегазоносн. Мангышлака. Л., «Недра», 1968, с. 140—147. («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 265).

41. Губкин И. М. Учение о нефти. М.—Л., Гос. науч.-техн. нефт. изд-во, 1932, 443 с.

42. Гурари Ф. Г., Конторович А. Э., Острый Г. Б. О роли дизъюнктивных нарушений в процессе формирования залежей нефти и газа в юрских и меловых отложениях. — «Геол. нефти и газа», 1966, № 2, с. 5—11.

43. Дальян И. Б. Некоторые особенности формирования газовых залежей в палеогеновых отложениях Северо-Западного Приаралья и Северо-Восточного Устюрта. — В сб.: Геол. строение и газонефтеносн. Сев. Приаралья и Сев. Устюрта. М., «Наука», 1970, с. 148—154.

44. Дальян И. Б., Николаев В. Г. Характеристика подземных вод продуктивных горизонтов северо-западного Приаралья и северо-восточного Устюрта. — В сб.: Геол. строение и газонефтеносн. Сев. Приаралья и Сев. Устюрта. М., «Наука», 1970, с. 140—147.

45. Дибнер В. Д. Острова Баренцова моря. Земля Франца-Иосифа и остров Виктория. Геология СССР. Т. 26. М., «Недра», 1970, с. 60—108.

46. Дибнер В. Д., Захаров В. В. Острова Карского моря. Геология СССР. Т. 26. М., «Недра», 1970, с. 196—207.

47. Еременко Н. А. Геология нефти и газа. М., «Недра», 1968. 385 с.

48. Зайцев Ю. А. О историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 99—114.

49. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Средней Азии. М., изд. ВНИГНИ, 1969, 151 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 86). Авт.: Г. А. Аржевский, Б. И. Бараш, В. С. Заярнов и др.

50. Зальцман И. Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярское книжн. изд-во, 1968, 152 с.

51. Иванцова В. В., Сверчков Г. П. Нефти Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Условия формиров. и закономерн. размещ. м-ний нефти и газа (на примере Зап.-Сиб. и др. эпигерцинских плит СССР). Л., «Недра», 1967, с. 219—243.

52. Иванцова В. В., Сверчков Г. П. Зависимость типов нефтей от состава исходного органического вещества и температуры. Зависимость свойств нефтей от условия формирования залежей. — В сб.: Анализ влияния различных факторов на размещ. и формиров. м-ний нефти и газа. Л., «Недра», 1971, с. 212—233. («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 295).

53. Изотопный состав углерода природных газов севера Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом их генезиса. — «Докл. АН СССР. Сер. геохим.», 1970, т. 190, № 3, с. 683—686. Авт.: В. И. Ермаков, В. С. Лебедев, Н. Н. Немченко, А. С. Ровенская, А. В. Грачев.

54. Историко-геологический метод оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов (на примере Среднерусского нефтегазоносного бассейна). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 56—60. Авт.: Н. Б. Вассоевич, В. В. Высоцкий, Ю. И. Корчагина, Б. А. Соколов.

55. Каримов А. К. О распределении органических компонентов по разрезу и о нефтегазопроизводящих толщах. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 25—29.

56. К вопросу о динамике подземных вод Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 8, с. 22—26. Авт.: Д. А. Джангирьянц, Л. И. Морозов, У. М. Мунбаев, С. А. Абишев, А. И. Тналиев.

57. Козленко С. П. Историческая тектоника и вопросы формирования промышленных залежей нефти и газа. — «Нефт. хоз-во», 1955, № 9, с. 59—62.

58. Козленко С. П. К вопросу о генетической классификации залежей нефти и газа. — «Геол. нефти», 1957, № 2, с. 40—42.

59. Конторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование. — В сб.: Пробл. нефтеносн. Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 57—69.

60. Копелев Ю. С. Магнито-теллурические зондирования на севере Западной Сибири. — В сб.: Нефть и газ Тюмени, 1970, № 8, с. 9—13.

61. Королев В. Н. Природные газы Ставропольского сводового поднятия. — «Сов. геол.», 1972, № 4, с. 139—142.

62. Корчин О. П. Время формирования залежей газонефтяных месторождений Жетыбай-Узеньской тектонической ступени. — В сб.: Геол. и нефтегазоносн. р-нов Ср. Азии. М., «Недра», 1969, с. 169—177. («Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», вып. 78).

63. Кравченко К. Н. Роль тектонических исследований в развитии нефтяной геологии. — В сб.: Вопр. теории и практики нефтегаз. геол. М., изд. ВНИГНИ, 1970, с. 72—101. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 96).

64. Краев П. И., Каганский Я. А. О нефтеносности меловых отложений Южного Мангышлака. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 62—65.

65. Краткий очерк истории геологического развития Устюрта в мезозое. — «Узб. геол. журн.», 1971, № 3, с. 81—85. Авт.: Х. Х. Иногамов, Д. А. Ташходжаев, Ш. А. Авазов, З. З. Зарипов.

66. Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971, 156 с.

67. Крылов Н. А., Оводов Н. Е., Силич А. М. Некоторые особенности пространственного размещения газовых и нефтяных месторождений в пределах платформенной части Туркмении и Западного Узбекистана и направление поисково-разведочных работ на нефть и газ. — «Пробл. геол. нефти», 1972, вып. 3, с. 239—273.

68. Кунин Н. Я., Коробкин Л. М. Региональные геофизические исследования глубинного строения Южного Мангышлака. — Обзор. Сер. регион., развед. и промысл. геофиз. М., 1971, 49 с. (Всесоюз. ин-т эконом. минер. сырья).

69. К условиям формирования локальных поднятий Устюрта. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 9—12. Авт.: А. М. Акрамходжаев, Ж. Ю. Юлдашев, Х. Х. Иногамов, Д. А. Ташходжаев.

70. Ларкин В. Н. Закономерности размещения и некоторые условия формирования залежей нефти в восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. — В сб.: Особенности геол. строения и прогнозир. нефтегазоносн. некоторых р-нов СССР. М., изд. ВНИГНИ, 1971, с. 87—93. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 108).

71. Ласточкин А. Н. О неотектонических критериях нефтегазоносности. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1971, вып. 103, с. 201—215.

72. Лунин Н. М., Терехов В. И. Даяхатынское газоконденсатное месторождение. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 6—8.

73. Максимов С. П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа. М., «Недра», 1964, 486 с.

74. Максимов С. П., Милешина А. Г., Ларкин В. Н. Условия формирования залежей нефти и газа в каменноугольных отложениях Пермского Прикамья. — «Геол. нефти и газа», 1970, № 5, с. 21—28.

75. Машкович К. А. Методика поисков и разведки нефти и газа в Саратовском Поволжье. М., Гостоптехиздат, 1961, 244 с.

76. Машкович К. А. Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. М., «Недра», 1970, 152 с.

77. Машкович К. А., Козленко С. П. Возраст ловушек нефти и газа как критерий прогноза их перспективности. — В сб.: Пробл. миграции нефти и формиров. скоплений нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 202—208.

78. Михайлицкий Ю. П., Старобинец А. Е. Строение складчатого фундамента Юго-Восточной Туркмении. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 16—20.

79. Михайлов Н. П. Стратиграфия мезозоя восточного склона Северного

Урала. — В сб.: Труды Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сибири, 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 284—289.

80. Моделевский М. Ш. Новое в прогнозировании нефтегазоносности. — «Тематич. науч.-техн. обзор. Сер. Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1972, 89 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т организ., управл. и эконом. нефтегаз. пром-сти).

81. Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. — «Изв. вузов. Геол. и развед.», 1967, № 10, с. 17—63.

82. Муратов М. В. Взаимоотношения складчатого основания и чехла молодых платформ. — В сб.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с. 116—120.

83. Накаряков В. Д. Строение домезозойского фундамента Приенисейской полосы Западно-Сибирской платформы. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 3, с. 27—34.

84. Нестеров И. И. Критерии прогнозов нефтегазоносности. М., «Недра», 1969, 335 с. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 15).

85. Нестеров И. И., Салманов Ф. К. Оценка перспектив нефтегазоносности локальных ловушек до глубокого бурения. — В сб.: Пробл. нефтеносн. Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 122—132.

86. Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шпильман К. А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., «Недра», 1971, 464 с.

87. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. М., «Недра», 1965, 430 с. Авт.: Г. Х. Дикенштейн. Г. А. Аржевский, Г. А. Габриэлянц и др.

88. Новые данные о геологическом строении и формировании уникального газового месторождения Шатлык (Восточная Туркмения). — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 7—10. Авт.: А. А. Бакиров, Р. И. Быков, В. П. Гаврилов, А. Н. Руднев.

89. Основные результаты и перспективные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в Восточной Туркмении. — «Тематич. науч.-техн. обзоры. Сер. Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1970, 76 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т организ., управл. и эконом. нефтегаз. пром-сти). Авт.: А. А. Бакиров, Б. И. Бараш, Р. И. Быков и др.

90. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области. — «Геотектоника», 1970, № 6, с. 105—116. Авт.: С. П. Вальбе, Л. И. Смирнов, Э. И. Птушкин, А. Алланов.

91. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. — Объяснит. зап. к атласу структ., палеотектонич. карт и геол. карт среза для территории Зап.-Сиб. низменности масштаба 1 : 5 000 000. Тюмень, изд. ЗапСиб.НИГНИ, 1970, 176 с. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 28). Авт.: М. Я. Рудкевич, В. С. Бочкарев, Е. М. Максимов, А. А. Тимофеев.

92. Особенности формирования локальных поднятий Южно-Мангышлакской впадины в связи с нефтегазоносностью. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 7, с. 12—16. Авт.: Р. И. Быков, Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов и др.

93. О формировании локальных поднятий Шахпахтинской тектонической ступени. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1969, № 4, с. 7—10. Авт.: Р. И. Быков, В. П. Гаврилов, А. Н. Руднев и др.

94. Палеоструктурное развитие палеозойских отложений Западной Башкирии и их связь с нефтегазоносностью. — В сб.: Литолого-тектонич. и термодинамич. закономерн. размещ. залежей нефти и газа. М., «Наука», 1971, с. 113—146. Авт.: С. Ф. Федоров, К. С. Яруллин, К. Е. Димент, О. М. Махоньков, И. В. Машков.

95. Раджабов С. Н., Табасаранский З. А. О региональной миграции углеводородных газов в пределах Амударьинской впадины. — «Геол. нефти и газа», 1971, № 12, с. 22—24.

96. Розанов Л. Н., Наливкин В. Д. Объяснительная записка к тектонической карте нефтегазоносных областей СССР (масштаб 1 : 2 500 000). Л., изд. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та, 1970, 148 с.

97. Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита.—В кн.: «Тектоника нефтеносн. обл.», т. II. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 299—340.

98. Ростовцев Н. Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники. — В сб.: Материалы по геол., гидрогеол., геофиз. и полезн. ископаемым Зап. Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 30—39. («Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья. Сер. Нефт. геол.», вып. 7).

99. Ростовцев Н. Н. Проект классификации структур платформенного чехла Западно-Сибирской низменности. — «Бюлл. науч.-техн. информ. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья». Новосибирск, 1961, 32 с.

100. Ростовцев Н. Н., Симоненко Т. Н. Предварительные данные о строении поверхности фундамента и осадочного покрова остальной части плиты. — В кн.: Геол. строение и перспективы нефтегазоносн. Зап.-Сиб. низменности. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 154—157.

101. Рудкевич М. Я. К вопросу о строении поднятия Мужинский Урал. — В сб.: Материалы по геол., гидрогеол., геофиз. и полезн. ископаемым Зап. Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 21—25. («Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», вып. 14).

102. Рудкевич М. Я. Основные черты строения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. Геология СССР. Т. 44. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 318—364.

103. Рудкевич М. Я. Закономерности размещения нефтегазоносных территорий в пределах Западно-Сибирской плиты в связи с основными чертами ее тектоники.— В сб.: Закономерн. размещ. и условия формиров. нефт. и газ. м-ний в Зап.-Сиб. низменности. М., «Недра», 1967, с. 38—45. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 3).

104. Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969, 280 с. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 14).

105. Рудкевич М. Я. Тектоническое районирование платформенного чехла Западно-Сибирской плиты по морфологическим и историко-геологическим показателям. — В кн.: Осн. этапы истории геол. развития Зап.-Сиб. плиты. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1970, с. 133—153. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 28).

106. Рудкевич М. Я. Палеоцен-раннеолигоценовое время. — В кн.: Осн. этапы истории геол. развития Зап.-Сиб. плиты. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1970, с. 115—122. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 28).

107. Рудкевич М. Я., Шпильман В. И. Роль неотектонических показателей в прогнозировании зон преимущественного нефте- или газонакопления. — В сб.: Нов. данные по тектонике Зап.-Сиб. низменности. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1972, с. 76—82. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 50).

108. Рудкевич М. Я., Эдельштейн А. Я. К вопросу об условиях формирования преимущественно газоносных и нефтеносных зон в Западно-Сибирском бассейне. — В сб.: Сравнит. оценка перспектив нефтегазоносн. локальных поднятий Ср. Приобья и Севера Зап.-Сиб. плиты по структурному фактуру». Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1971, с. 151—159. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 47).

109. Салманов Ф. К., Прозорович Г. Э. Условия формирования нефтяных залежей — В сб.: Сургутский нефтеносн. р-н. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1968, с. 172—223. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 19).

110. Самсонов Ю. В. О формировании залежей газа в меловых отложениях Зеагли-Дарвазинской группы структур. — В сб.: Геол. и нефтегазоносн. р-нов Ср. Азии. М., «Недра», 1969, с. 152—161. («Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», вып. 78).

111. Самсонов Ф. П., Егорова И. Н., Якобсон Г. П. Региональные относительно непроницаемые комплексы нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей Предкавказья. — «Геол. нефти и газа», 1971, № 2, с. 53—56.

112. Сапир М. Х. Тектоника юрско-меловых отложений. — В сб.: Геол и нефтегазоносн. Енисей-Хатангского прогиба. Л., изд. науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. 1971, с. 54—65.

113. Саркисян В. С., Шугрин В. П. Геохимические исследования газов, конденсатов и нефтей при оценке перспектив нефтегазоносности. — «Геол. нефти и газа», 1972, № 2, с. 48—52.

114. Сверчков Г. П. Особенности распространения нефтегазовых залежей.— В кн.: Условия формиров. и закономерн. размещ. м-ний нефти и газа (на примере Зап.-Сиб. и др. эпигерцинских плит СССР). Л., «Недра», 1967, с. 205—218.

115. Складчатые системы и платформенные чехлы Арктического шельфа Средней Сибири. — В сб.: Геол. моря. Вып. 1. Л., изд. науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1971, с. 16—21. Авт.: Ю. Е. Погребицкий, В. А. Виноградов, В. В. Захарев, Е. Н. Зацепин.

116. Современное состояние исследования проблемы генезиса, формирования и сохранения залежей нефти и газа. — Обзор зарубежн. лит. Сер. Нефтегаз. геол. и геофиз., 1972, 125 с.

117. Соколов В. Я., Вальбе С. П., Ольховский А. И. Новые открытия на юге Туранской плиты. — «Геол. нефти и газа», 1971, № 3, с. 32—37.

118. Сороков Д. С., Накаряков В. Д. Прогнозные запасы газа западной половины Енисей-Хатангского прогиба. — «Учен. зап. науч.-исслед. ин-та геол. Арктики», 1970, вып. 17, с. 14—24.

119. Сотириади К. А. Юрские и меловые отложения Западного Узбекистана и их нефтегазоносность. — Ташкент, «ФАН»., 1968, 168 с.

120. Стадник Е. В. Геохимическая зональность газов водонапорной системы Северного Устюрта. — «Геол. нефти и газа», 1970, № 12, с. 28—31.

121. Стадник Е. В. Перспективы газоносности эоценовых отложений Северного Устюрта по гидрогеологическим данным. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1971, № 24, с. 6—10.

122. Старобинец А. Е. Современный структурный план поверхности складчатого фундамента Восточной Туркмении. — «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 110—119.

123. Старобинец И. С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии. М., «Недра», 1966, 292 с.

124. Старобинец И. С., Чапала И. Д. Некоторые вопросы геохимии газоконденсатных залежей Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинской области. — «Геол. нефти и газа», 1969, № 8, с. 33—37.

125. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. — «Сов. геол.», 1957, сб. 55, с. 145—172. Авт.: З. Т. Алескерова, П. Ф. Ли, Т. И. Осыко, Н. Н. Ростовцев, М. А. Толстихина.

126. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. М., «Недра», 1969, 240 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 71). Авт.: М. С. Бурштар, А. А. Арбатов, С. Ю. Банковский и др.

127. Судат Л. Г. Геохимические показатели цикличности нефтегазообразования и нефтегазонакопления на примере Среднеобской области. — В сб.: Структурно-формационные и палеотектонич. критерии нефтегазоносн. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1972, с. 82—87. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 61).

128. Табасаранский З. А., Громадина Н. И. Локальные структуры Бухарской зоны поднятий. Газлинский блок. — В кн.: Геол. условия и осн. закономерн. размещ. скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. 1. Ср. Азия. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 33—52.

129. Тектоника Евразии. — Объяснит. зап. к тектонич. карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., «Наука», 1966, 488 с.

130. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966, 288 с. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 165). Авт.: И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман.

131. Тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — В сб. Геол. строение и нефтегазоносн. Зап.-Сиб. низменности. М., «Недра», 1965, с. 71—91. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 1). Авт.: Г. К. Боярских, Ю. Н. Карагодин, Н. Н. Ростовцев, М. Я. Рудкевич, В. Г. Смирнов.

132. Условия формирования нефтяных и газовых месторождений на эпигерцинских плитах. — В сб.: Анализ влияния различных факторов на размещ. и формиров. м-ний нефти и газа. Л., «Недра», 1971, с. 300—312. («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 295). Авт.: Н. И. Кругликов, В. С. Лазарев, В. Д. Наливкин, Г. П. Сверчков.

133. Успенская Н. Ю. Тектоническое районирование эпигерцинской платформы Предкавказья и значение разрывных нарушений в формировании структурного плана. — В сб.: Геол. условия и осн. закономерн. размещ. скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. II. Предкавказье. М., «Недра», 1964, с. 5—27.

134. Успенская Н. Ю. Сравнительная характеристика условий нефтегазоносности Западно-Европейской и Скифско-Туранской платформ. — «Геол. нефти и газа», 1967, № 1, с. 20—23.

135. Успенская Н. Ю. Месторождения-гиганты, их значение в оценке ресурсов нефти и газа и особенности их формирования. — «Геол. нефти и газа», 1972, № 8, с. 1—8.

136. Факторы, обусловливающие формирование нефтяных и газовых месторождений-гигантов. — Экспресс-информ. ВИЭМС «Геол., методы поисков и развед. м-ний нефти и газа», 1972, № 3, информ. 4, с. 9—85 (пер. с англ.). Авт.: М. Хэлбаути, Р. Кинг и др.

137. Федоров С. Ф., Маханьков О. М., Дмент И. Е. Условия формирования и размещения залежей нефти и газа Оренбургской области. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1967, т. 172, № 4, с. 928—931.

138. Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», 1970, отд. геол., т. 16, № 2, с. 18—30.

139. Хуснутдинов З. Б. Геологические условия формирования и закономерности размещения газовых залежей Центральной Туркмении. Ашхабад, изд. Ин-та геол. ТССР, 1970, 132 с.

140. Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в областях герцинской складчатости Евразии. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук. М., Геол. ин-т АН СССР, 1972, 69 с.

141. Эдельштейн А. Я. Методические основы прогнозной оценки продуктивности локальных поднятий Среднего Приобья по структурному фактору. — В сб.: Сравнит. оценка перспектив нефтегазоносн. локальных поднятий Ср. Приобья и Севера Зап.-Сиб. плиты по структурному фактору. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1971, с. 67—90. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 47).

142. Эдельштейн А. Я. Опыт прогноза продуктивности локальных поднятий по структурному фактору. — В сб.: Сравнит. оценка перспектив нефтегазоносн. локальных поднятий Ср. Приобья и Севера Зап.-Сиб. плиты по структурному фактору. Тюмень, изд. ЗапСибНИГНИ, 1971, с. 91—141. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 47).

143. Эдельштейн А. Я., Плавник Г. И. Классификация локальных поднятий центральных районов Западно-Сибирской низменности. — В сб.: Сравнит. оценка перспектив нефтегазоносн. локальных поднятий Ср. Приобья и Севера Зап.-Сиб. плиты по структурному фактору. Тюмень, изд. ЗапСиб.НИГНИ, 1971, с. 142—150. («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 47).

144. Юдин Г. Т. Типы локальных структур эпигерцинской платформы Предкавказья. — В кн.: Закономерн. размещ. скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. II. Предкавказье. М., «Недра», 1964, с. 200—209.

145. Юдин Г. Т., Чернышев С. М., Томкина А. В. Локальные структуры Прикумского поднятия. — В кн. Закономерн. размещ. скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. II. Предкавказье. М., «Недра», 1964, с. 241—256.

146. Юркевич И. А., Лобанова М. Ф., Шатковская Р. В. К изучению закономерностей изменения характеристики нефтей Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Пробл. диагностики условий и зон нефтеобразования. М., изд. Ин-та геол. и разраб. горюч. ископаемых, 1971, с. 122—146.

147. Якобсон Г. П., Самсонов Ф. П., Дикенштейн Г. Х. Гидрогеологические критерии перспектив нефтегазоносности центральной части Каракумского бассейна. — В реф. сб. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 12—15.

148. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносн. М., «Наука», 1965, с. 7—18.

149. Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—35.

150. Ярмола В. Д. Применение количественной методики на Майском месторождении газа в Туркмении. — «Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1971, № 3, с. 119—123.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Глава I. **Тектоническое районирование платформенного чехла по соотношению структурных планов разных стратиграфических поверхностей (на примере Западно-Сибирской плиты).** 5

§ 1. Некоторые черты современного тектонического плана как показатель нефтегазоносности 5
§ 2. Деление замкнутых поднятий I и II порядков по их выраженности в нижних и верхних горизонтах меловой системы 11
§ 3. Особенности нефтегазоносности поднятий разных классов 14

Глава II. **История формирования структуры Западно-Сибирской плиты как показатель условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления** 19

§ 1. Юрский подэтаж 20
§ 2. Берриас-сеноманский подэтаж 29
§ 3. Турон-датский подэтаж и структурный ярус 43
§ 4. Палеогеновый подэтаж 55
§ 5. Неогеновый (без верхнего плиоцена) подэтаж и структурный ярус . . 70
§ 6. Верхнеплиоцен-антропогеновый подэтаж и структурный ярус . . . 75
§ 7. Общий характер связи между этапами тектонического развития Западно-Сибирской плиты и нефтегазоносностью 80

Глава III. **Деление замкнутых поднятий в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты по истории их развития и палеоструктурные критерии нефтегазоносности** 92

§ 1. Кинематическая классификация поднятий I и II порядков 92
§ 2. Связь нефтегазонакопления с особенностями строения и развития локальных поднятий 99
§ 3. Роль неотектонического этапа развития в нефтегазонакоплении . . . 103
§ 4. Причины разобщения жидких и газообразных углеводородов и палеотектонические условия нефтегазонакопления в недрах Западно-Сибирской плиты 105

Глава IV. **Тектонические и литолого-формационные показатели нефтегазоносности Туранской и Скифской плит** 112

§ 1. Геотектонические соотношения Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит как составных частей Центральноевразиатской эпипалеозойской платформы 112
§ 2. Главные черты тектоники Туранской и Скифской плит 117
§ 3. Размещение нефтегазоносных областей в пределах Среднеазиатской и Предкавказской провинций в связи с особенностями их тектонического строения 123
§ 4. Региональные нефтегазоносные комплексы Средней Азии и Предкавказья и их сопоставление с комплексами Западной Сибири 126
§ 5. Геохимические показатели независимости нефтегазоносных комплексов 136

Глава V. **Палеотектонические критерии нефтегазоносности Среднеазиатской, Предкавказской и Волго-Уральской провинций** 142

§ 1. Среднеазиатская провинция 142
§ 2. Предкавказская провинция 158
§ 3. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция 161

Глава VI. **Основные закономерности структурно-тектонического и палеотектонического контроля нефтегазоносности** 168

§ 1. Структурно-тектонические критерии нефтегазоносности 168
§ 2. Палеотектонические критерии нефтегазоносности 170

Список литературы 176