

В. С. Сурков, О. Г. Жеро

ФУНДАМЕНТ
И РАЗВИТИЕ
ПЛАТФОРМЕННОГО
ЧЕХЛА
ЗАПАДНО-
СИБИРСКОЙ
ПЛИТЫ

3792



МОСКВА «НЕДРА» 1981



Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.—М., Недра, 1981. 143 с.

В книге описано тектоническое строение доюрского фундамента и мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Рассмотрены методические принципы комплексного анализа геологических и геофизических материалов, позволяющие проводить тектоническое районирование фундамента по типам развития структурно-формационных зон, его образующих, и типам строения земной коры в целом, а районирование платформенного чехла — с учетом генетической взаимосвязи структурно-формационных зон фундамента со структурами чехла. Намечено новое направление разработки морфолого-генетической классификации структур чехла плит молодых платформ. Отражены основные вопросы нефтегазоносности палеозойских отложений фундамента и нефтеносности нижних горизонтов платформенного чехла.

Для геологов и геофизиков, изучающих строение и нефтегазоносность молодых платформ.

Табл. 4, ил. 28+5 прил., список лит. — 49 назв.

Рецензент — акад. А. Л. Яншин (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основными направлениями экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года, утвержденными XXVI съездом КПСС, предусмотрено: «Осуществить мероприятия по выявлению месторождений нефти и газа на территории Западной и Восточной Сибири»... Решению этой важнейшей народнохозяйственной задачи должно способствовать, в какой-то мере, предпринятое авторами данной работы комплексное изучение строения фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты на основе анализа всех имеющихся геологических и геофизических материалов, а также закономерностей тектонического строения и истории развития палеозойских геосинклинально-складчатых систем открытых регионов.

В работе рассмотрены методологические принципы комплексного анализа геологических и геофизических данных при изучении строения фундамента и чехла плит молодых платформ, роль фундамента в структурообразовании чехла. Показана генетическая связь особенностей строения земной коры и рифтогенеза с формированием плиты в целом. Изложены тектонические аспекты, позволяющие делать выводы о перспективах нефтегазоности отложений фундамента и нижних горизонтов чехла.

В процессе подготовки книги и особенно в составлении графических приложений большую помощь авторам оказали кандидаты геолого-минералогических наук В. Н. Крамник и Л. В. Смирнов (последний принял участие в написании главы II), инженер-картограф Л. В. Шарпак и лаборант Н. О. Постникова.

Авторы глубоко признательны указанным товарищам.

Глава I

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЛИТ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Западно-Сибирская плита совместно с Уральским хребтом, Енисейским и Таймырским кряжами, Алтае-Саянской и Казахстанской складчатыми областями (щиты) являются северной частью Урало-Сибирской, или Урало-Монгольской молодой платформы. Эта платформа сформировалась на месте рифейско-палеозойских складчатых сооружений, входящих в состав Урало-Монгольского складчатого пояса. Складчатые геосинклинальные и орогенные комплексы рифея и палеозоя выходят на поверхность в пределах щитов, хребтов, кряжей, а на плитах они погружены на большую глубину и перекрыты мощным чехлом платформенных мезозойско-кайнозойских образований.

Широко известные закономерности формирования Урало-Монгольского рифейско-палеозойского складчатого пояса, особенности его строения, закономерности размещения в его пределах полезных ископаемых, основаны на учении о геосинклиналях, орогенах и платформах, их последовательном проявлении во времени и пространстве [44].

Однако в последнее время появился ряд работ, объясняющих закономерности формирования Урало-Монгольского складчатого пояса с позиций плитной тектоники. Доказывается существование на этой территории перемещающихся литосферных плит, их сложные взаимоотношения друг с другом в процессе передвижения.

С позиции плитной тектоники делаются попытки объяснить происхождение и закономерности размещения различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа [16].

Анализ теоретических положений этих и других концепций, а также большого фактического материала по геологии и геофизике континентов и океанов, в том числе Урало-Монгольского складчатого пояса, показывает, что каждая концепция объясняет те или иные стороны геологического строения данного региона и развития литосфера в целом.

Ниже показано, что геосинклинальные процессы (в классическом их понимании) и процесс перемещения литосферных плит имели место в истории развития северной части Урало-Монгольского складчатого пояса, но проявились они на определенных этапах его развития.

В рифейско-палеозойскую эру развитие Урало-Монгольского подвижного пояса более аргументировано представляется как последовательно и закономерно сменяющиеся во времени и пространстве геосинклинальный,protoорогенный и дейтероорогенный тектонические этапы.

Раздвиг (спрединг) литосферных плит на этой территории с их перемещением на относительно небольшие расстояния происходил в начале раннего рифея и в начале мезозоя. С первым этапом раскола литосферы и раздвига плитами связывается оформление Урало-Монгольского рифейско-палеозойского геосинклинального пояса и форми-

рование на его месте к концу палеозоя складчатого с новой континентальной корой. Со вторым этапом, который проявился на рубеже палеозоя и мезозоя, мы связываем формирование бассейна осадконакопления Западно-Сибирской плиты.

§ 1. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН ОСНОВНЫХ ТИПОВ И ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При региональном тектоническом районировании рассматриваемой территории мы основывались на следующих теоретических положениях:

а) учении о геосинклиналях, орогенах и платформах, их последовательной смене во времени и пространстве. Однако, как уже говорилось, мы ни в коем случае не отрицаем реальности существования на данной территории небольших горизонтальных перемещений крупных блоков литосферы, обусловленных рифтогенезом как частным случаем спрединга литосферных плит;

б) весьма существенной роли изостатических сил в процессе тектогенеза. Они, по-видимому, имели определяющее влияние на тип развития структурных элементов земной коры геосинклинального и орогенного этапов.

Рассмотрим основные тектонические этапы и особенности структур.

Геосинклinalный этап развития начинается со смены устойчивого изостатического равновесия литосферных плит, в результате их дробления зонами глубинных разломов растяжения (рифтами), динамическим равновесием блоков, в зависимости от их вещественно-плотностных особенностей. Глубинные процессы геосинклинального этапа в верхней части земной коры приводят к ее морфолого-тектоническому расчленению на различного типа структурно-фацальные зоны.

Главными из них являются:

а) эвгеосинклинальные прогибы, которые характеризуются преимущественно фемическим составом пород. Они закладываются на коре близкой с океанической и занимают внутреннее положение в складчатой системе;

б) миогеосинклинальные прогибы, которые характеризуются преимущественно салическим составом пород и закладываются на коре континентального типа.

Возникающая на геосинклинальном этапе структурная и формационная (вещественная) дифференциация блоков определяет общую тенденцию их дальнейшего развития, которая происходит по двум путям — унаследованному и обращенному (инверсионному).

Эвгеосинклинальные прогибы, характеризующиеся значительной избыточной плотностью за счет фемического состава пород, после замыкания складчатости имеют в целом тенденцию к длительному устойчивому прогибанию (примером могут служить унаследованные синклиниории Урала, Алтае-Саянской складчатой области).

Миогеосинклинальные прогибы, где концентрируются формации пород относительно уменьшенной плотности, после завершения складчатости испытывают в отдельных случаях обращение (частная инверсия). Инверсию, как правило, испытывают миогеосинклинальные прогибы, сложенные глинисто-сланцевыми породами за счет гранитизации этих толщ. Инверсионные структуры, возникшие на месте миогеосинклинальных сланцевых прогибов, а также гранитизированные зоны поднятий, расположенные между эвгеосинклинальными прогибами, и окраинные

зоны срединных массивов характеризуются общей отрицательной избыточной плотностью пород. Поэтому они имеют тенденцию к длительному устойчивому воздыманию.

Таким образом, в геосинклинальный этап за счет экзогенных и эндогенных факторов происходит формирование новой континентальной коры, при этом вещественная дифференциация образующихся структурных элементов коры определяет общую тенденцию их дальнейшего развития либо по унаследованной, либо по инверсионной схемам.

Протоорогенный этап неразрывно связан с предыдущим. В отличие от геосинклинального, главную роль в этот этап играет внутристриковой магматизм. Протоорогенный этап начинается с формирования нижних моласс как результат возникновения на поверхности (за счет импульса направленных тектонических движений, созданных геосинклинальной складчатостью) новых морфолого-структурных элементов. В этот период продолжает формироваться гранитно-метаморфический слой, за счет гранитизации и метаморфизма осадков геосинклинального этапа. Сprotoорогенным этапом, как и с геосинклинальным, связано формирование присущих ему структурно-формационных зон.

Дейтероорогенный этап отделен от геосинклинального и protoорогенного этапов значительным перерывом, равным иногда одной, двум и более тектоническим эпохам. В ряде случаев он, по-видимому, связан с активизацией при заложении новых геосинклинальных систем в прилегающих районах. В складчатых системах ранней консолидации, расположенных по соседству с геосинклиналью, это отражается в формировании сводовых поднятий и крупных впадин, структурный план которых подчас ничего общего не имеет со структурами геосинклинального и protoорогенного этапов.

Таким образом, в дейтероорогенный этап образуется более или менее автономная система структур. Их связь со структурами геосинклинального и protoорогенного этапов опосредствована, формационные ряды дейтероорогенных комплексов специфичны и четко отличаются от геосинклинальных и protoорогенных.

Мантийно-коровой магматизм этого этапа завершает формирование гранитно-метаморфического слоя и новой континентальной коры в целом.

С дейтероорогенным этапом также связано формирование присущих ему структурно-формационных зон.

Анализ фактических геолого-геофизических материалов свидетельствует о том, что в рифейскую и палеозойскую эры в складчатых сооружениях Урало-Монгольского пояса не было грандиозных перемещений литосферных плит по масштабам, соответствующим размерам современных океанов. Раскол литосферы на плиты и их раздвиг, по всей вероятности, имели место в докембрии и палеозое, но размеры перемещений плит были небольшими.

Гипотеза плитной тектоники, предполагающая раздвиг литосферных плит на значительные расстояния (сотни километров), возможно, правомерна в пределах отдельных сегментов земли для мезозойского и особенно кайнозойского времени. Эти периоды действительно характеризуются особым состоянием литосферного и астеносферного слоев, их соотношением друг с другом, которое привело к расколу и раздвигу (спрединг) литосферных плит, их смещению друг относительно друга на значительное расстояние [19, 30, 32].

Процесс раздвига литосферных плит влечет за собой разрушение сплошности гранитно-метаморфической и базальтовой оболочек Земли

и формирование на месте раздвигающихся плит коры океанического типа.

Раздвиг литосферных плит, по-видимому, является следствием гравитационной неустойчивости системы литосфера — астеносфера, вызванной конвекционными потоками в мантии, вследствие чего в отдельных сегментах Земли изменяется конфигурация астеносферного слоя и его физическое состояние. В зависимости от конфигурации и особого «жидкого» состояния и, следовательно, относительной разуплотненности астеносферы по сравнению с литосферой спрединг может быть быстрым и медленным, различным по амплитуде, от первых километров до десятков, сотен и, возможно, тысяч километров. С этих позиций рифтогенез как геологическое явление можно рассматривать как частное явление процесса раздвига литосферных плит.

По длительности и охвату пространства мезозойско-кайнозойский этап сопоставим с геосинклинальными или орогенным, но, в отличие от последних, с ним связано формирование новой океанической коры, которая образуется на месте раздвигающихся плит за счет мантийного вещества, поступающего из-под участков плит, непосредственно примыкающих к линии раздвига. Процесс раздвига и излияния базальтового и мантийного вещества приводит к опусканию участков литосферы и началу интенсивного накопления осадков на них.

В пределах погруженных участков литосферы, в том числе опущенных на большие глубины, под воздействием процесса длительного погружения и большой нагрузки за счет мощности осадков и столба воды, физические свойства пород континентальной коры изменяются, а разрез коры становится высокоскоростным. Мощность коры вследствие перемещения поверхности Мохоровичча на более высокий уровень резко сокращается, а при определенных условиях (например, мощности осадков 16—17 км) создается видимость отсутствия гранитно-метаморфического слоя. Такой процесс деструкции континентальной коры подтвержден тем, что острова и архипелаги, прилегающие к глубоководным впадинам, имеют континентальную кору, а во внутренних морях: Черном, Каспийском, Охотском и во впадинах, таких как Прикаспийская, судя по скоростям упругих волн, гранитно-метаморфический слой как бы отсутствует. Значительная дифференцированность коры под океанами по упругим свойствам показана в работе Г. З. Гурария и И. А. Соловьевой [27]. На вариационной кривой распределения продольной скорости на границе Мохоровичча в пределах континентов четко видно наличие одного экстремума, тогда как для океанов вариационная кривая на уровне подошвы океанического слоя имеет три экстремума. Значительные вариации продольных скоростей на подошве океанического слоя отмечены и в других работах [1, 5, 17]. Исходя из этих данных и высказанных представлений, под океанами земная кора должна иметь более сложное строение, чем на континентах.

Океанического типа кора формируется на месте раздвига литосферных плит, то есть в пределах срединно-оceanических хребтов. В этих зонах она должна характеризоваться минимальной мощностью и высокими скоростями упругих волн. На огромных пространствах между современными срединно-оceanическими хребтами земная кора континентального типа, но в результате деструкции гранитно-метаморфический слой по акустическим свойствам приближается к таковым базальтового слоя континентов, а базальтовый слой приобретает свойства верхней мантии. Представление, которое стало в настоящее время уже классическим, о неизменной небольшой мощности (5—6 км) и однородности твердой коры в океанах, сложилось в результате ограниченного

объема и малой детальности проведенных здесь сейсмических работ. Высказанные выше соображения о спрединге литосферных плит, их масштабах и некоторые фактические данные позволяют согласиться с мнением сторонников плитной тектоники о значительном раздвиге литосферных плит в мезозое и особенно в кайнозое. Однако этот раздвиг не превышает поперечные размеры срединно-океанических хребтов.

Земная кора в современных океанических впадинах и прибрежных морях (за исключением срединно-океанических хребтов) является континентальной, но под действием нагрузки многокилометровых осадков и столба воды физические параметры коры изменились и приобрели свойства, близкие к океаническим. На изменение упругих свойств горных пород под воздействием внешних нагрузок указывают экспериментальные данные.

Таким образом, раздвижение литосферных плит в мезозойский этап представляет собой новую форму необратимого процесса развития Земли. Особенно интенсивно проявился этот процесс в пределах Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и, возможно, в восточной части Тихого океанов.

Раскол литосфера на плиты имел место, видимо, и в прошлые эпохи, но раздвигов плит на огромные расстояния не было. В силу особого состояния литосфера (меньшей жесткости и мощности) того времени последняя могла раскалываться на относительно мелкие плиты. Такую модель развития можно предложить для центральной части Евразиатского материка в начале рифея, когда произошло обособление (за счет раздвига) Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской, Таримской и других плит (некогда представлявших собой единую протоплатформу) и образование между ними сложно построенного геосинклинального пояса, в отдельных зонах которого (наиболее раздвинутых) кора, возможно, была океанического типа.

По нашему мнению, раскол литосферной плиты (протоплатформы) на рубеже рифея предопределил оформление Урало-Монгольского рифейско-палеозойского геосинклинального пояса и формирование на его месте складчатого пояса с новой континентальной корой. Доказательством такой модели развития центральной части Евразиатского материка может служить пространственное расположение рифейских многогеосинклинальных зон по отношению к древним кратонам, эвгеосинклиналям и офиолитовых поясов.

Этапу молодой платформы на территории Западно-Сибирской плиты предшествовал интенсивный процесс рифтогенеза, проявившийся на рубеже палеозоя и мезозоя. Рифтогенез является, по-видимому, одним из главных процессов, с которым связаны погружение участков земной коры, образование не только геосинклиналей, но и плит молодых, возможно, и древних платформ. Размеры территории, вовлеченной в процесс погружения, и амплитуда погружения зависят от интенсивности рифтогенеза. Тип структур плитных комплексов всецело определяется длительностью перерыва между окончанием формирования структурных элементов фундамента и началом формирования платформенных отложений: чем меньше этот перерыв, тем выше будут интенсивность и степень унаследованности структурами платформенного чехла структурных зон фундамента. Так, в пределах плит молодых платформ, где фундамент образован структурно-формационными зонами герцинского цикла тектогенеза, перерыв между окончанием формирования структур фундамента и началом формирования платформенного чехла не превышает 80—100 млн. лет. В этих условиях наблюда-

ется высокая унаследованность структурами чехла геосинклинальных структур фундамента.

В районах складчатости байкалид и салаирод перерыв составляет более 400 млн. лет. К началу формирования платформенного чехла тектонические движения геосинклинального иprotoорогенного этапов затухли, и структуры чехла в этом случае отражают блоковые структуры фундамента, созданные дейтероорогенным этапом. Еще больший разрыв между временем окончания геосинклинального этапа и началом формирования платформенного чехла (750 млн. лет) наблюдается на плитах древних платформ. Вот почему на древних платформах чаще отмечается несоответствие структурных планов между фундаментом и чехлом, вплоть до инверсионного.

В общем случае история формирования современной структуры земной коры молодой платформы многоэтапна. Главной особенностью ее развития является стремление к стабильному состоянию путем изостатического выравнивания увеличивающихся в размерах от этапа к этапу мегаблоков.

Изучение тектонического строения молодых платформ представляют сложную задачу, так как структурные элементы, образующие фундамент, в отличие от складчатых областей, здесь на огромных пространствах перекрыты мощным осадочным чехлом. Следовательно, задача состоит в том, чтобы разработать такие методические приемы тектонического районирования, которые позволили бы расчленить земную кору в открытых складчатых областях и в закрытых платформенным чехлом районах на адекватные объемные элементы, пространственно-временные характеристики и структурно-вещественные признаки которых давали бы возможность с высокой степенью достоверности определить их место в геологической истории и тип их развития. Очевидно, на тектонической карте, составленной по принципу объемного тектонического районирования, должны найти отражение:

1) пространственно-временные отношения складчатых систем и их элементов;

2) формационная и морфологическая специфичность структурных элементов складчатых систем и классификация структур по типу тектонического развития;

3) взаимосвязь развития складчатых систем и их элементов со структурами платформенного чехла и с глубинной структурой земной коры.

Для изучения такой объемной модели земной коры Западно-Сибирской плиты и в целом Урало-Сибирской молодой платформы предлагается разработанный нами принцип объемного тектонического районирования земной коры.

§ 2. ПРИНЦИПЫ ОБЪЕМНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для территории Урало-Сибирской молодой платформы характерно наложение друг на друга геосинклинальных, protoорогенных, дейтероорогенных и платформенных комплексов. При этом от внутренних систем палеозойского складчатого пояса к краю древней Сибирской платформы формационные комплексы образуют следующую латеральную последовательность: геосинклинальные — protoорогенные — дейтероорогенные — платформенные.

Последовательное наложение структурных комплексов друг на друга, их перекрытие на территории Западно-Сибирской плиты платфор-

менным мезозойско-кайнозойским чехлом создает исключительно сложную многоярусно-блочковую структуру земной коры платформы.

Поэтому при анализе тектонического строения территории молодой платформы нами предлагается применение одновременно трех принципов тектонического районирования, использование которых позволяет составить объемно-генетическую модель земной коры.

I. По времени завершения геосинклинального развития.

II. По типу тектонического развития структурных элементов.

III. По типу современной структуры земной коры.

I. Первый принцип районирования разработан А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским и др. Он известен под названием «районирование по возрасту главной складчатости». Мы же применяем этот принцип в его формационном варианте, основы которого заложены Н. П. Херасковым и А. Л. Яншиным. Этот вариант предусматривает определение возраста складчатой системы не по времени проявления так называемой главной складчатости, критерии выделения которой практически потеряны, а по времени наступления орогенного режима, фиксируемого появлением нижней молассы и коровых магматических продуктов.

Этот рубеж фиксирует появление первых накоплений принципиально новых типов осадков, которые индексируют возрастной предел тектономагматических циклов.

Для Урало-Монгольского складчатого пояса такими рубежами являются:

- 1) поздний рифей — венд (байкалиды);
- 2) начало — конец среднего кембрия (салаириды);
- 3) средний ордовик (калевониды);
- 4) средний карбон (герциниды).

В обнаженных сооружениях используемый принцип пространственно-временного районирования наиболее четко проявляется при анализе вертикальных формационных рядов, составленных на основе детальных схем стратиграфии и магматизма.

II. Второй принцип районирования предусматривает, что структурно-формационные зоны представляют элементарную структуру ячейку складчатой системы. Это естественные геологические тела, обособленные по формациям определенного класса и по стилю дислокаций.

Районирование по типам тектонического развития впервые было предложено Кобером в 1924 г. Впоследствии этот принцип развивался В. В. Белоусовым, В. Е. Ханиным, А. Л. Яншиным и рядом других исследователей. Широкое и комплексное применение геофизических данных позволило нам дополнить принцип, разработав для каждого типа структурных зон геофизические, морфологические и глубинные признаки [21].

Под типом тектонического развития нами понимается преобладающее направление вещественной и морфологической эволюции геологических структур, являющееся следствием первоначально присущих им особенностей, вещественного состава их, специфических форм проявления в их пределах тектонического режима и места в структуре высшего ранга. Например, с ранней стадией геосинклинального этапа развития связано заложение таких потенциальных качеств частных элементов системы, которые определяют общую тенденцию их дальнейшей эволюции, протекающей по двум основным путям: унаследованному, или консервативному, и инверсионному, или обращенному. Выше было указано, что базальтифицированные структурно-формационные зоны с положительной избыточной плотностью в целом имеют тенденцию к длительному устойчивому прогибанию; гранитизированные, с отрицательно

избыточной плотностью, напротив, испытывают длительное относительное воздымание. Эти структурные зоны образуют группы унаследованных по типу развития структур. Инверсионный тип развития наблюдается у структур, вещественное наполнение которых способно к существенным изменениям своих плотностных свойств, главным образом в сторону разуплотнения при гранитизации.

Например, противоположными по типу тектонического развития структурными элементами являются унаследованные синклиниории и антиклиниории, которые в силу различного тектонического режима их формирования имеют отчетливые различия в составе формаций, структуре, стиле дислокаций, физических свойствах пород и т. д.

Консервативность развития первых определяется относительно повышенной плотностью пород за счет фемичности их формационного профиля, а вторых — относительно пониженной плотностью за счет сравнительно более высокой степени насыщения их сиалическими продуктами. К унаследованным структурным элементам относятся устойчивые и срединные массивы.

Потенциально неустойчивы по типу развития внутренние и краевые миогеосинклинальные зоны. Будучи сложены глинисто-сланцевой и карбонатной формациями, они являются благоприятными объектами для гранитообразования и поэтому чаще развиваются по инверсионной схеме. Представляя собой на конечной стадии своего развития осадочные призымы большой мощности, они гранитизируются, но так как глинисто-сланцевые толщи по плотностям близки к гранитам, инверсия в такого типа прогибах бывает неполная. В тех случаях, когда гранитизация в глинисто-сланцевых прогибах не проявилась, они сохраняют свою синклиниорную структуру. Если процессы гранитообразования существенно изменили ее структуру, эти зоны рассматриваются нами как инверсионные мегантиклиниории.

Структурно-формационные зоны геосинклинального этапа группируются в сравнительно ограниченное количество элементов с различным типом развития, а каждая складчатая система состоит из двух, реже трех типов структурно-формационных зон.

Структурные, вещественные, геофизические и глубинные признаки геосинклинальных структур I порядка приведены в табл. 1.

Большинство этих зон может быть подразделено на структурно-формационные зоны II порядка, преимущественно по структурным признакам.

Протоорогенный режим отличается от геосинклинального прежде всего преобладанием восходящих движений в условиях несколько меньшей подвижности коры по сравнению с геосинклинальным.

В связи с этим наprotoорогенном этапе формируются поднятия, внутренние (унаследованные и наложенные) и краевые прогибы.

Складчатые системы к началу дейтероорогенеза обладают достаточно зрелой и жесткой корой, реагирующей на внутренние напряжения сводообразованием и взламыванием. В то же время сохраняются линейные пластичные зоны преимущественно в пределах эвгеосинклинальных унаследованных мегасинклиниориев и в меньшей степени в некоторых миогеосинклинальных зонах, не испытавших геосинклинальной и protoорогенной гранитизации. Этими факторами в основном и определяются типы развития дейтероорогенных структурно-формационных зон, среди которых выделяются поднятия, унаследованно-наложенные прогибы, впадины и грабены.

Этапу молодой платформы свойственны следующие типы структурных элементов: а) плиты; б) щиты, кряжи, хребты. Они в свою очередь

Геологические, геофизические и геоморфологические признаки ос

| Этапы развития земной коры | Типы структурно-формационных зон | Общая геологическая характеристика | Размеры (ширина в числителе, длина в знаменателе), км | Средняя плотность пород до глубины 15 км, г/см ³ |
|----------------------------|---|--|---|---|
| Геосинклинальный | Эвгеосинклинальные унаследованные мегасинклиниории и синклиниории | Линейные структурно-формационные зоны складчатых систем, характеризующиеся резким прогибанием на начальной стадии их формирования (стадии рифтогенеза) и интенсивным базальтоидным магматизмом. Типичны спилит-кератофировая, базальт-андезитовая, базальт-андезит-дацитовая вулканогенные формации и габбро-плагиогранитовые серии. Складчатую структуру составляют дочерние унаследованные синклиниории и антиклиниории, ограничения структур, как правило, дисъюнктивные. Рифтовый комплекс основания мегасинклиниориев и глубинные разломы, по которым происходило поступление основных магм на этапеprotoорогенеза, при складчатости и метаморфизме образуют структуры офиолитовых поясов | 50—150 400—1000 | 2,74—2,78 |
| | Унаследованные мегантиклиниории и антиклиниории | Линейные структурно-формационные зоны складчатых систем, характеризующиеся устойчивой тенденцией относительно интенсивного поднятия на протяжении геосинклинального и protoорогенного этапов развития, в связи с чем для них специфичны многочисленные перерывы в осадконакоплении, размыты, выходы наиболее древних гранитно-метаморфических комплексов в осевой части структур. Магматизм существенно кислый | 50—100 500—1000 | 2,67—2,69 |
| | Миогеосинклинальные инверсионные мегантиклиниории и антиклиниории | Линейные структурно-формационные зоны складчатых систем, возникающие в процессе инверсии миогеосинклинальных прогибов, характеризующиеся слабой внутренней формационной дифференциацией, интенсивной складчатостью, метасоматической гранитизацией. Иногда из-за малой амплитуды инверсии структуры сохраняют общее доинверсионное синклиниорное строение. Ограничения, как правило, дисъюнктивные | 50—150 450—750 | 2,67—2,68 |

Таблица 1
новых структурно-формационных зон складчатых систем

| Относительная характеристика гравитационного аномального поля | Средняя магнитная восприимчивость пород, 10^{-8} СГС | Характеристика аномального магнитного поля | Особенности глубинного строения | Выраженность в рельефе поверхности фундамента и граничные скорости (V_g) на поверхности, км/с | Форма отражения в структуре чехла плит молодых платформ |
|---|--|--|---|---|---|
| Зоны линейных положительных аномалий | 1000—1500 | Зоны линейных положительных аномалий | Уменьшенная мощность «гранитно-метаморфического» слоя до 10—15 км | Зоны прогибов; 5,2—6,5 | В виде мегасинклиналей, синклиналей |
| Зоны линейных отрицательных аномалий | 100—300 | Зоны линейных, преимущественно отрицательных аномалий. К некоторым интрузиям гранитов присвоены локальные максимумы | Увеличенная мощность «гранитно-метаморфического» слоя до 20—25 км и более | Зоны линейных поднятий; V_g 5,0—6,0 | В виде мегантиклиналей, антиклиналей |
| Зоны линейных отрицательных аномалий | 50—300 | Зоны линейных, преимущественно отрицательных аномалий, иногда осложненные положительными аномалиями над телами гранитондов | Увеличенная мощность «гранитно-метаморфического» слоя до 20—25 км и более | Зоны линейных поднятий; 5,2—5,6 | В виде линейных поднятий (мегантиклинали, антиклинали) |

| Этапы развития земной коры | Типы структурно-формационных зон | Общая геологическая характеристика | Размеры (ширина в числителе, длина в знаменателе), км | Средняя плотность пород до глубины 15 км, г/см ³ |
|----------------------------|---|--|---|---|
| Геосинклинальный | Миогеосинклинальные унаследованные синклиниории | Линейные структурно-формационные зоны, сложенные, как и инверсионные антиклиниории, глинистыми образованиями, но не претерпевшие частной инверсии. Характеризуются слабой формационной расчлененностью. Ограничения разломные | 30—100 250—500 | 2,66—2,68 |
| | Срединные массивы | Относительно стабильные фрагменты складчатых систем более древних, чем вмещающие массив геосинклинальные системы. Массивы, разделяющие геосинклинально-складчатые системы, имеют большие размеры и, как правило, не изометричны, массивы в составе одной складчатой системы имеют относительно небольшие размеры и более изометричны. Характеризуются двухярусным строением: складчатое или кристаллическое основание и чехол, который в основном синхронен эпохе максимального прогибания в окружающих или вмещающих геосинклиналях | Изометричной формы | 2,73—2,75 |
| | Горст-антиклиниории (блоки, глыбы) | Фрагменты древних складчатых систем, выступающие в ядерной части крупных антиклиниориальных зон, или горсты, осложняющие синклиниории. Магматизм кислый. Ограничения исключительно дизъюнктивные | 10—20 50—100 | 2,75—2,80 |
| | Внутренние межгорные прогибы и впадины | Линейные структурно-формационные зоны инверсионного типа, возникшие на месте интрагеосинклинальных поднятий и небольших срединных массивов наprotoорогенном этапе развития геосинклинально-складчатых систем с инверсионным типом развития структур. Характеризуются развитием молассовых образований и андезит-липаритовым магматизмом. Ограничения пликативно-дизъюнктивные | 50—100 500—1000 | 2,73—2,75 |

| Относительная характеристика гравитационного аномального поля | Средняя магнитная восприимчивость пород, 10 ⁻⁶ СГС | Характеристика аномального магнитного поля | Особенности глубинного строения | Выраженность в рельфе поверхности фундамента и граничные скорости (V_g) на поверхности, км/с | Форма отражения в структуре чехла плит молодых платформ |
|---|---|--|---|--|--|
| Зоны отрицательных аномалий | 0—200 | Зоны преимущественно отрицательных аномалий | В глубинной структуре не имеются характерной выраженности | Зоны прогибов; 5,2—6,0 | Синклинали |
| Зоны повышенной напряженности. Простирание аномалий соответствует структурам основания массивов | 0—500 | Зоны слабоположительных и отрицательных аномалий | Мощность земной коры различна и часто близка к средней мощности (40 км) | В рельфе поверхности фундамента развиты выступы и впадины нелинейной формы, 5,0—6,5 | В виде синеклиз, осложненных поднятиями сводового типа и впадинами |
| Зоны положительных аномалий | 100—500 | Зоны положительных и отрицательных аномалий | Мощность земной коры увеличена | Зоны линейных поднятий 5,2—6,5 | В виде линейных поднятий |
| Зоны положительных аномалий | 100—500 | Зоны преимущественно положительных аномалий | Уменьшенная мощность «гранитно-метаморфического» слоя и земной коры в целом | Зоны линейных прогибов и впадин, 4,9—5,2 | В виде линейных зон синклиналей или впадин |

| Этапы раз- вития земной коры | Типы структурно-формационных зон | Общая геологическая характеристика | Размеры (ширина в числителе, длина в знаменателе), км | Средняя плотность пород до глубины 15 км, г/см ³ |
|------------------------------------|---|---|---|---|
| Протоорогенный | Краевые прогибы | Линейные структуры, возни-кающие в зоне сочленения склад-чатых систем и прилегающих к ним регионов более ранней кон-солидации. Выполнение молассо-вое. Полностью или частью на-следуют перикратонные прогибы платформ и остаточные прогибы краевых многосинглиналей | 50—100 400—1000 | 2,66—2,68 |
| Дайтероорогенный | Унаследованно-наложенные про-гибы и впадины | Депрессионные структурно-формационные зоны районов завершенной складчатости, харак-теризующиеся осадочным и вул-каногенно-осадочным выполне-нием переменной, иногда боль-шой мощности. Наиболее харак-терно развитие структур, унасле-дующих протоорогенные и геосин-клинальные зоны. Степень унасле-данности уменьшается по мере увеличения интервала вре-мени между завершением консо-lidации и началом дайтерооро-гена. Структура обусловлена движением оснований впадин и прогибов. Ограничения чаще се-диментогенные | 50—200 400—1000 | 2,65—2,67 |
| Рифтогенез | Поднятия | Положительные структурные зоны, разделяющие унаследованно-наложенные и наложенные впадины и прогибы. Характери-зуются устойчивой тенденцией к поднятию, интенсивной эроди-рованностью. Вулканизм щелоч-ного ряда. Ограничения плика-тивные | 50—200 200—400 | 2,73—2,75 |
| | Грабен-рифты | Линейные, узкие, ограниченные дизьюнктивами отрицательные зоны, связанные с глубинными расколами и раздвигами земной коры. Рифтовый комплекс образован базальтoidами; грабено-вым, залегающий над рифто-вым, — эфузивными осадочными образованиями | 40—80 200—1000 и более | 2,75—2,76 |

| Относительная характеристика гравитационного аномального поля | Средняя магнитная восприимчи-вость пород, 10 ⁻⁶ СГС | Характеристика аномального магнитного поля | Особенности глубинного строения | Выраженность в рельефе поверхности фундамента и граничные скорости (V_g) на поверхности, км/с | Форма отражения в структуре чехла плит молодых платформ |
|---|--|--|---|--|---|
| Зоны отрица- тельных ано- малий для про- гибов с боль- шой мощ- ностью молас- совых образо- ваний. Поло- жительные аномалии ха- рактерны для участков про- гибов с эро- дированнымprotoороген- ным комплек- ком | 0—500 | Зоны положи- тельных и от- рицательных аномалий | Уменьшенная мощность зем- ной коры | Зоны линейных прогибов; 5,2—5,9 и более в случаях присут- ствия вулканитов и карбона- тов | В виде зон прогибов |
| 3792 | 300—500 | Зоны положи- тельных ано- малий в слу- чае широкого проявления эфузивного магматическо- го слоя | Уменьшенная мощность зем- ной коры и «гранитно-мета- морфическо- го» слоя | Зоны впадин; 4,9—6,0 | В виде впадин изомет- ричной формы |
| Зоны положи- тельных ано- малий. Внутри зон аномаль- ное поле рез- ко дифферен- цировано | 100—1500 | Зоны положи- тельных и от- рицательных аномалий раз- ной диффе- ренциации | Поднятия больших раз- меров харак- теризуются увеличенной мощностью базальтового слоя и земной коры в целом | Зоны поднятий; 5,2—6,5 | В виде сводов |
| Зоны линей- ных положи- тельных ано- малий | 300—500 | Зоны положи- тельных ано- малий | Сокращение мощности зем- ной коры, пол- ная редуциро- ванность гра- нитно-мета- морфического слоя | Зоны прогибов; 4,6—6,8 (в зонах развития магмати- ческих тел) | В виде желобов |

осложнены структурными элементами I и II порядков. В пределах плит это разнообразной формы и размеров структуры платформенного чехла, в той или иной степени унаследующие структурные элементы фундамента палеозойского возраста (антеклизы, синеклизы, впадины, своды, мегантиклинали, мегасинклинали, желоба).

В тесной генетической связи со структурно-формационной зональностью находятся глубинные разломы. Современная система глубинных разломов рифейско-палеозойского складчатого пояса представляет собой совокупность систем разломов геосинклинального и орогенного этапов развития. Эти системы разломов находятся в сложном соподчинении, существенно наследуя друг друга, и в условиях складчатого пояса образуют сложную структурную решетку.

В особый тип нами предлагается выделять глубинные разломы растяжения — рифты. С ними связано формирование осадочных бассейнов, в частности плит молодых платформ. Морфологически они выражены сложной системой глубоких грабенов и сопредельных поднятий, над которыми в платформенном чехле формируются структуры типа желобов и валов.

Таким образом, районируя по вышеуказанным признакам территории молодых платформ по времени завершения геосинклинального развития и типам тектонического развития структурных элементов, мы тем самым имеем возможность в пределах плит, щитов, хребтов, кряжей изучать более детально строение и воссоздать историю развития рифейско-палеозойских складчатых систем, выделить здесь зоны, развивающиеся по тому или иному пути. Однако выделение структурно-формационных зон, крупных блоковых структур, вследствие конвергенции ряда формаций, их сложных соотношений, особенно границ между ними, представляет определенные трудности.

В общем случае изучение молодых платформ по типам тектонического развития структурных элементов, их картирование возможно только на основе комплексного анализа геологических и геофизических данных.

Как было показано выше, с геосинклинальным прото- и дейтерогенными этапами связано формирование определенного генезиса и типа развития структурно-формационных зон, которые проходят принципиально сходный эволюционный путь, независимо от времени их формирования.

Верхняя часть земной коры вследствие этих процессов расчленена разломами на структурно-формационные зоны различных типов и этапов развития. Каждая из этих зон характеризуется определенными физическими свойствами (плотность, магнитная восприимчивость, упругие и электрические характеристики).

Таким образом, проблема районирования по типам тектонического развития структурных элементов сводится к выделению по совокупности комплексных геологических и геофизических признаков (структурных элементов различного типа и этапов развития (см. табл. 1).

III. Третий принцип районирования по типу современной структуры земной коры.

Общепринятых методов районирования глубинной структуры современной земной коры пока не выработано. Совместный анализ элементов глубинного строения и поверхностной структуры дает объемное представление о строении коры в целом и является основой объемного тектонического районирования. Применение комплексного анализа геолого-геофизических материалов, кроме возраста и типов развития структурных элементов, позволяет с какой-то степенью достоверности

выяснить следующие особенности глубинной структуры земной коры:

- 1) относительный плотностной состав верхней мантии;
- 2) относительный плотностной состав пород нижней части коры и наиболее вероятный состав пород субстрата, особенно под эвгесинклинальными комплексами;

3) мощность консолидированной земной коры, мощности «базальтового», «гранитно-метаморфического» слоев, мощности осадочно-вулканогенных, дейтероогенных,protoорогенных комплексов и, наконец, мощность платформенных образований. Эти данные о глубинном строении земной коры в совокупности с районированием по возрасту складчатости и типам тектонического развития структурных элементов помогут воссоздать историю развития и объемную структуру современной земной коры.

Применение этих принципов районирования для изучения плит молодых платформ позволит рассмотреть инфраструктуру земной коры в целом и увязать особенности ее строения с историей геологического развития, выявить в фундаменте наиболее благоприятные для скопления залежей нефти и газа осадочные бассейны, установить степень влияния структур фундамента на формирование структур и фациального состава осадков мезозойско-кайнозойского чехла и связанных с ними залежей нефти и газа.

§ 3. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СТРУКТУРНЫХ КАРТ

К фундаменту Западно-Сибирской плиты мы относим структурный комплекс, подстилающий мезозойско-кайнозойский платформенный чехол, начинающийся ниже-среднеюрскими (J_1+J_2) отложениями в районах, где завершение геосинклинального развития произошло в герцинском тектоническом этапе, и нижеюрскими (J_1) в районах с более древним его возрастом.

В общем случае доюрский фундамент Западно-Сибирской плиты представляет собой гетерогенное складчато-глыбовое сооружение. В его строении участвуют герцинские, каледонские, салаирские и байкальские складчатые системы, причем в зависимости от возраста складчатых систем под платформенным чехлом развиты структурно-формационные зоны геосинклинального, protoорогенного, дейтероогенного и рифтового типов. Каждый тип структурно-формационных зон (как показано в табл. 1) характеризуется присущим ему набором геологических формаций, внутренней структурой и особенностями глубинного строения земной коры. Следовательно, специфические особенности строения зон должны проявляться в гравитационном, магнитном аномальных полях, мощностях гранитно-метаморфического и базальтового слоев, в мощности земной коры в целом, а также в современном рельфе поверхности складчатого и доюрского фундаментов.

Платформенный этап развития, особенно новейшие тектонические движения, как известно, изменили общую структуру земной коры; последнее отразилось в геофизических полях, затушевав тем самым эффект от структурных зон, образованных геосинклинальным, protoорогенным и дейтероогенным этапами развития.

На характер гравитационного и магнитного аномальных полей в пределах Западно-Сибирской плиты большое влияние оказали мощность и состав платформенных мезозойско-кайнозойских отложений, а также общее уменьшение мощности земной коры.

С платформенным этапом в общем случае связывается изменение как региональной, так и локальной составляющей гравитационного поля. Магнитное аномальное поле вследствие образования значительной мощности осадочных, практически немагнитных комплексов, изменяет только общую интенсивность и уменьшает дифференцированность, которая так характерна для горных сооружений.

Магнитное поле в пределах плит молодых платформ является как бы пересчитанным в верхнее полупространство на высоту, равную мощности платформенных отложений. Влияние мелких приповерхностных магнитных разностей от фундамента, которые в обнаженных складчатых сооружениях практически исключают возможность использования магнитного поля для тектонического районирования, в пределах плит значительно ослаблено. Таким образом, наблюденные аномальные гравитационное и магнитное поле Западно-Сибирской плиты характеризуют суммарное распределение масс в земной коре, созданное геосинклинальным,proto- и дейтероорогенными и платформенными этапами развития.

Для изучения внутренней структуры фундамента и выделения в его пределах структурно-формационных зон различного типа и этапов развития необходимо выделить из наблюденного гравитационного поля составляющие, обусловленные рельефом поверхности Мохоровичча, составом и мощностью платформенных мезозойско-кайнозойских отложений, а также составом и мощностью палеозойских образований или так называемого промежуточного структурного этажа. Информация о строении земной коры и промежуточного структурного этажа имеет большое самостоятельное значение. Ниже рассмотрим методику построения геофизических и структурных карт.

Методика построения схемы мощности земной коры. Наиболее достоверную информацию о глубине залегания подошвы земной коры и мощности внутрикоровых слоев дают данные ГСЗ. Однако этим методом на территории Западно-Сибирской плиты пока исследованы незначительные площади [35]. Поэтому для определения глубины залегания подошвы земной коры был использован принцип изостазии и предложены расчетные формулы [36]. Для горных сооружений в качестве параметров использовались высота дневного рельефа и плотность пород крупных блоков земной коры, а для закрытых платформенным чехлом регионов (плиты) — плотность отдельных блоков земной коры и средние мощности и плотность пород верхней части на основании данных ГСЗ [35]. Эти данные необходимы для вывода коэффициента изостатической постоянной. Проведенные по предложенной формуле расчеты определения глубины залегания подошвы земной коры и их сопоставления с данными ГСЗ показали весьма удовлетворительные результаты. Расчетные данные с учетом материалов ГСЗ и легли в основу схемы мощности земной коры Западно-Сибирской плиты.

От границы Мохоровичча, а также от осадочного мезозойско-кайнозойского чехла * были рассчитаны гравитационные эффекты и исключены из наблюденного гравитационного поля Западно-Сибирской плиты. Карта остаточных аномалий силы тяжести характеризует особенности внутренней структуры доюрского фундамента, т. е. его структурно-формационную зональность. Эта карта совместно с картой ано-

* Исходными данными для определения мощности мезозойско-кайнозойского чехла служила структурная карта по подошве платформенного чехла, составленная под редакцией И. И. Нестерова. Плотностные свойства пород чехла и фундамента рассчитаны В. Н. Крамником.

мального магнитного поля, данными сейсморазведки и глубокого бурения была использована для районирования фундамента по времени завершения геосинклинального развития и выделения в нем структурных зон разного типа и этапов развития.

Методика построения карты рельефа поверхности складчатого фундамента. Эта поверхность является одной из основных структурных границ раздела в земной коре плиты и составление для нее структурной карты имеет большое самостоятельное значение.

В настоящее время около 2000 скважин вскрыли геосинклинальные комплексы. От осадочных образований эти комплексы отличаются и по упругим свойствам, в частности, поверхность геосинклинальных комплексов является четкой преломляющей границей, характеризующейся граничными скоростями 5,2—6,5 км/с.

Поэтому, наряду с буровыми данными (см. прил. 1), информацию о глубине и характере поведения поверхности геосинклинальных комплексов дают материалы сейсморазведки КМПВ, ЗПВ, а для западной (приуральской) части эта поверхность хорошо картируется и по данным МОВ.

При построении поверхности складчатого фундамента использовались и данные электроразведки ВЭЗ в районах, где фундамент залегает на глубинах менее 2000 м, а также многочисленные расчеты глубин до магнитоактивных тел.

В отдельных районах северной и восточной частей плиты глубины до поверхности геосинклинальных комплексов определялись на основании установленных по данным бурения и сейсморазведки зависимостей между интенсивностью гравитационного аномального поля и глубиной залегания поверхности геосинклинальных комплексов.

Таким образом, при построении карты рельефа поверхности складчатого фундамента для территории Западно-Сибирской плиты использовался различный по точности исходный материал, густота распределения его также неравномерна.

Поэтому точность построения данной карты для различных участков плиты различная. В центральных и западных районах плиты изогипсы поверхности складчатых комплексов на карте проведены через 500 м, а в северном и восточном районах — соответственно через 1 и 2 км (прил. 2).

Гравитационный эффект от рельефа поверхности геосинклинальных комплексов был рассчитан и также исключен из остаточного гравитационного поля. Неоднородность карты остаточных аномалий силы тяжести, полученная после исключения из наблюденного поля влияния рельефа подошвы земной коры платформенного комплекса складчатого и доюрского фундаментов, обусловлена неоднородностью состава консолидированной коры.

Методика построения карты изопахит доюрских осадочных образований. Карта рельефа поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты совместно с картой по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений была использована для составления карты распространения в фундаменте плиты палеозойских и нижнемезозойских осадочных отложений (протоорогенные и дейтероорогенные комплексы, а также осадочные отложения срединных массивов).

Разность глубин залегания поверхности складчатого фундамента и поверхности доюрского фундамента дает возможность определить мощность и площадь распространения осадочных палеозойских и мезозойских (триасовых) отложений. Точность построения данной карты определяется точностью вышеназванных исходных карт. Основные изо-

пахиты на данной карте проведены: на западе и юге через 0,5 км, в центральной части — через 1 км, на севере и востоке — через 2 км (прил. 5).

Методика составления схемы разломов. Для выделения в фундаменте плиты границ структурно-формационных зон была составлена схема дизъюнктивных нарушений. Методике выделения разломов в фундаменте плит молодых платформ по геофизическим данным посвящена обширная литература.

Нами применен следующий комплекс геофизических и структурных признаков для прогнозирования разломов в фундаменте, а также дизъюнктивных дислокаций в платформенном чехле.

I. Зоны интенсивных линейных градиентов гравитационного и магнитного поля, флексуры в рельфе поверхности складчатого и доюрского фундаментов.

II. Горизонтальные градиенты силы тяжести, совпадающие с цепочками линейных положительных магнитных аномалий, флексуры в рельфе поверхности складчатого фундамента.

III. Узкие полосы или цепочки максимумов магнитных аномалий высокой интенсивности, совпадающие с прерывистыми зонами градиентов силы тяжести.

IV. Узкие, протяженные полосы или цепочки линейных положительных магнитных аномалий, совпадающие с такими же по характеру гравитационными аномалиями.

V. Интенсивные горизонтальные градиенты Δg , флексуры в рельфе поверхности доюрского фундамента.

VI. Интенсивные горизонтальные градиенты ΔT_a .

VII. Резкое смещение или сдвиги в конфигурации линейных гравитационных и магнитных аномалий при согласном простирании их в целом.

VIII. Зоны градиентов Δg и согласное простирание изолиний ΔT_a , которые в свою очередь могут быть дискордантными к общему простиранию магнитного поля.

Эти и другие сочетания особых признаков гравитационного и магнитного аномальных полей с учетом структурных признаков (приуроченности аномалий к бортам структур, центрам поднятий и впадин и т. д.) были положены в основу выделения разломов доюрского фундамента плиты.

§ 4. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СТРУКТУРНЫХ КАРТ

Важным положением, позволяющим по геофизическим данным в комплексе с материалами бурения уверенно изучить внутреннюю структуру фундамента плит молодых платформ, является использование учения о структурно-формационной зональности.

Как было показано выше структурно-формационные зоны геосинклинального,proto- и дейтероогенного этапов представляют собой участки земной коры, характеризующиеся набором определенных, прагенетически связанных друг с другом осадочных, метаморфических и магматических формаций и своей внутренней структурой.

Границы между зонами, как правило, тектонические. Тесная связь структурных зон с формационным составом слагающих их образований создает благоприятные условия для расчленения верхней части земной коры по плотности и магнитной восприимчивости.

В табл. 2 приведены обобщенные данные о средней плотности пород структурно-формационных зон горного обрамления Западно-Сибирской плиты, рассчитанной на основании анализа физических свойств горных пород, приведенных в работах А. И. Курскеева по Казахстану, А. М. Ананьевой, Д. Ф. Уманцева, В. Н. Крамника — по Уралу и Алтае-Саянской складчатой области.

Таблица 2

Средние плотности пород структурно-формационных зон горного обрамления
Западно-Сибирской плиты
(Составил В. Н. Крамник)

| Складчатые системы | Антиклиниории | | Унаследо-ванные синклиниории | Срединные массивы | Унаследо-ванные и наложенные впадины |
|---|-----------------|---------------|------------------------------|-------------------|--------------------------------------|
| | унаследован-ные | инвер-сионные | | | |
| Уральская | 2,64 | — | 2,76 | — | — |
| Казахстанская | 2,66 | — | 2,75 | — | 2,56 |
| Обь-Зайсанская | — | 2,63 | — | 2,69 | — |
| Алтае-Саянская | 2,71 | 2,69 | 2,73 | 2,73 | 2,68 |
| Енисейская | | 2,71 | 2,76 | — | — |
| Средние плотности зон независимо от возраста складчатости | 2,68 | 2,67 | 2,75 | 2,71 | 2,62 |

Как видно, средние плотности пород структурно-формационных зон одного типа развития, но разного возраста характеризуются близкими значениями.

Достаточно резкие различия между структурно-формационными зонами намечаются и по магнитным свойствам. Особенно большое различие отмечается для антиклиниорных и синклиниорных структур унаследованного типа развития.

Близкие значения средней плотности намечаются и у структурных зон фундамента Западно-Сибирской плиты. Глубоким бурением фундамент Западно-Сибирской плиты изучен относительно слабо. По этой причине средние плотности пород, их средняя магнитная восприимчивость изучены пока далеко не полно.

Для южной и центральной частей плиты, где выполнены большие объемы буровых и геофизических работ, В. Н. Крамник рассчитал средние плотности пород структурно-формационных зон фундамента (табл. 3).

Эти данные получены на основании определений плотности пород по керну скважин, установленных зависимостей между плотностью пород и скоростями распространения упругих волн, моделирования гравитационного аномального поля.

Средние плотности пород различных типов структурно-формационных зон характеризуются различной величиной.

Приведенные данные показывают, что общий диапазон вариаций значений плотности структурных зон колеблется в пределах $0,15 \text{ г}/\text{см}^3$.

Повышенной средней плотностью характеризуются породы фундамента внутренних прогибов и впадин, развившихся на центральных частях унаследованных синклиниориев. Мощность осадочных образований здесь небольшая, поэтому общая средняя плотность таких зон до глу-

бины 12—15 км близка к плотности синклиниориев унаследованного типа.

Магнитная восприимчивость пород, структурных зон фундамента также различна. Низкой магнитной восприимчивостью характеризуются породы типа глинистых сланцев, гнейсов, песчаников, известняков, гранитов, т. е. те породы, которые слагают зоны инверсионных или унаследованных антиклиниориев.

Таблица 3

Средние плотности пород структурно-формационных зон складчатых систем доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты
(Составил В. Н. Крамник)

| Складчатая система | Антиклиниории | | Синклиниории унаследованные | Срединные массивы | Впадины | Рифты |
|---|----------------|--------------|-----------------------------|-------------------|---------|-------|
| | унаследованные | инверсионные | | | | |
| Приуральская | 2,66 | — | 2,73 | — | — | — |
| Приказахстанская | 2,66 | — | 2,71 | — | — | — |
| Центральная часть Западно-Сибирской плиты | — | 2,68 | — | 2,70 | — | 2,80 |
| Восточная часть Западно-Сибирской плиты | — | — | — | — | 2,65 | — |

данных антиклиниориев или наложенных впадин (осадочные бассейны). Повышенной магнитной восприимчивостью характеризуются породы, слагающие синклиниории эвгеосинклинального типа.

Таким образом, анализ плотности и магнитных свойств пород обрамления и фундамента Западно-Сибирской плиты с очевидностью указывает, что структурно-формационные зоны имеют четкую плотностную и во многих случаях магнитную дифференцированность, что и находит отражение в гравитационном и магнитном аномальных полях в виде региональных аномалий разного знака, интенсивности и простирации.

Общие закономерности структурно-формационных зон, их диагностические признаки позволяют даже по небольшим интервалам разрезов, полученных в скважинах, в большинстве случаев определенно констатировать развитие той или иной группы формаций, а с учетом геофизических, структурных и других признаков трассировать структурно-формационные зоны на значительные расстояния под платформенным мезозойско-кайнозойским чехлом.

Так как целый ряд исследователей до настоящего времени ставят под сомнение возможность выделения структурно-формационных зон в доюрском фундаменте плит молодых платформ по геолого-геофизическим данным, то ниже наряду с геологическими, геофизическими, структурными и морфологическими признаками, широко апробированными в пределах Урала, Казахстана, Алтая-Саянской складчатой области, Енисейского кряжа, Кавказа и других горно-складчатых сооружений (см. табл. 1), приведены данные, которые дают дополнительную информацию по прогнозу структурно-формационных зон под платформенным чехлом плит молодых платформ.

а. Унаследованность структурами платформенного чехла структурных зон фундамента в любого типа структурно-формационной зоне;

после ее образования импульс направленных вертикальных тектонических движений сохраняется в течение длительного времени. Ж. Гогель, А. Л. Яншин и другие высказывают мнение, что импульс направленных тектонических движений в структурно-формационных зонах геосинклинального типа сохраняется в течение 200—250 млн. лет [48].

Это положение, как будет показано ниже, справедливо не только для геосинклинальных, но и для прото- и дейтероограниченных типов структур и грабен-рифтов.

Поэтому чем меньше во времени перерыв между возрастом структурных зон и началом формирования платформенного чехла, тем выше будет унаследованность структурами чехла структурных зон фундамента. Например, для складчатых геосинклинального типа структур герцинского возраста, формирование которых завершилось к концу палеозоя, импульс направленных тектонических движений сохранился на протяжении всего юрского, мелового и даже палеогенового периодов, а для структур грабен-рифтов, которые образовались в раннем триасе, импульс направленных движений сохранился до настоящего времени.

Из этого следует очень важный дополнительный признак, заключающийся в том, что зная возраст складчатости фундамента и тектоническое строение чехла по одному из опорных горизонтов, можно в первом приближении прогнозировать типы структурно-формационных зон фундамента. На практике же мы располагаем, как это уже было показано, гораздо более широкой геолого-геофизической информацией, позволяющей обоснованно судить о типе структур фундамента.

б. Структурно-формационные зоны фундамента, развитые под платформенным мезозойско-кайнозойским чехлом, в более полном объеме сохранили и внутреннюю структуру от денудации. Поэтому они имеют более ярко выраженные характеристики потенциальных полей по сравнению со структурно-формационными зонами обрамления.

в. Породы платформенного чехла практически не магнитны. Причем из-за значительной их мощности магнитное поле в пределах Западно-Сибирской плиты является как бы пересчитанным в верхнее полу-пространство и, следовательно, освобождено в значительной степени от влияния мелких приповерхностных магнитных разностей, т. е. магнитное поле в этом случае можно использовать для выделения структурных зон фундамента, особенно разломов. Исследования Н. А. Туезовой, В. Н. Крамника показали, что мощность и плотность платформенных отложений на территории плиты изменяются по линейному закону. Наблюдается постепенное увеличение значений этих параметров от обрамления к центру и к северу плиты. Следовательно, платформенный мезозойско-кайнозойский чехол не оказывает сколько-нибудь существенного влияния и на дифференциацию (характер) гравитационного поля. Аномалии гравитационного (остаточного) поля в пределах плиты обусловлены теми же геологическими факторами, что и в складчатом горном обрамлении — т. е. структурно-формационной зональностью доюрского фундамента. Таким образом, при изучении внутренней структуры доюрского фундамента необходимо использовать всю совокупность имеющихся геологических и геофизических материалов.

Для подтверждения выше рассмотренных положений приведем качественный анализ строения гравитационного и магнитного аномальных полей и структурных карт территории Западно-Сибирской плиты.

На территории Западно-Сибирской плиты выделяется ряд регионов, характеризующихся особенностями морфологии аномального гравитационного (остаточного) и магнитного полей, различным сочетанием знака аномалий, специфичностью отражения аномальных полей в рель-

ефе поверхности доюрского и складчатого (геосинклинального) фундаментов.

Западный регион, примыкающий широкой (250—400 км) полосой к Уралу, имеет линейно-полосовое строение аномалий силы тяжести и магнитного поля. Простирание аномальных полос здесь северо-северо-восточное. Однако на севере оно осложнено северо-западной и даже широтной (гравитационное) ориентировкой аномалии. Поперечные размеры аномальных полос изменяются здесь от 40 до 100 км, а в длину они простираются на сотни километров.

Особенностью сочетания аномалий Δg и ΔT_a является совпадение их знака аномалий. Полосы относительно пониженных аномалий силы тяжести по размерам и простиранию совпадают с преимущественно отрицательными полосами аномалий магнитного поля. При этом отрицательным аномальным полосам в рельефе поверхности доюрского и особенно складчатого фундамента соответствуют линейные зоны поднятий. Скважинами в пределах таких зон вскрыты кремнистые, кремнисто-глинистые, слюдистые, кварц-полевошпатовые сланцы, гранитные интрузии, т. е. те же породы, которые развиты в центральной части унаследованных антиклиниориев Урала.

Положительным аномальным зонам гравитационного и магнитного полей в рельефе поверхности доюрского и складчатого (геосинклинального) фундаментов соответствуют глубокие прогибы. Скважинами здесь вскрыты песчано-глинистые и эфузивные породы позднего палеозоя и раннего мезозоя (триас), а из геосинклинальных формаций — метаморфизованные терригенные и эфузивные (среднего и основного составов) породы раннего, среднего палеозоя, т. е. вскрывается разрез образований, аналогичный разрезу унаследованного типа синклиниориев Урала.

Центральный и северный регионы плиты. Они характеризуются серией полосовых отрицательных и положительных аномалий силы тяжести и магнитного поля северо-западного, северо-восточного и меридионального простираций.

Отрицательным аномальным полосам гравитационного поля в плане здесь соответствуют преимущественно отрицательные аномальные полосы магнитного поля, осложненные изометричными локальными положительными аномалиями. В рельефе поверхности доюрского и складчатого фундаментов они выражены зонами линейных поднятий большой протяженности. Буровыми скважинами на поднятиях вскрываются филлиты, черные глинистые сланцы, гранитные интрузии, т. е. те же породы, которые вскрываются в пределах Калба-Нарымской и Колывань-Томской складчатых зон.

Положительные аномальные полосы гравитационного поля в плане совпадают с аномалиями магнитного поля переменного знака. В рельефе поверхности доюрского и складчатого фундамента им соответствуют прогибы, в пределах которых глубокими скважинами вскрываются песчано-глинистые и эфузивные породы позднего палеозоя и раннего мезозоя, а также глубокометаморфизованные породы нижнего палеозоя и докембрия.

Интенсивные положительные полосовые гравитационные аномалии северо-восточного, меридионального (на севере) простираций в плане совпадают с интенсивными положительными линейными магнитными аномалиями. В рельефе поверхности доюрского и особенно складчатого (геосинклинального) фундаментов этим аномальным полосам соответствуют глубокие грабены, амплитуда которых на севере достигает 4—5 км.

Глубокими скважинами здесь вскрыты эфузивно-осадочные породы триасового возраста, эфузивные и интрузивные породы базальтоидного ряда.

Наконец, в этом регионе выделяются узкие линейные полосы положительных магнитных аномалий большой протяженности, которые не находят отражения ни на гравитационном поле, ни в рельефе поверхности фундамента. Глубокими скважинами в пределах таких зон вскрыты серпентинитовые породы.

Восточный регион плиты. Он имеет преимущественно изометрическое строение гравитационного и магнитного полей, и только в Приенисейской части появляются полосовые аномалии, на юге имеющие северо-западную, а на севере северо-восточную ориентировку.

Зонам крупных положительных аномалий силы тяжести здесь отвечают мозаичные, переменного знака аномалии магнитного поля. В рельефе фундамента им соответствуют крупные приподнятые зоны. Буровыми работами в их пределах вскрыты карбонатные породы и разнообразные сланцы глубокой степени метаморфизма.

Зоны крупных отрицательных гравитационных аномалий в плане совпадают с зонами преимущественно положительных аномалий магнитного поля. В рельефе поверхности фундамента этим зонам соответствуют глубокие изометрические или слегка вытянутой формы впадины. Глубокими скважинами здесь вскрыты песчано-глинистые породы, эфузивы и эфузивно-осадочные образования палеозоя относительно слабой степени метаморфизма.

Юго-западный (Приказахстанский) регион. В его пределах развиты гравитационные и магнитные аномальные полосы северо-восточного и северо-западного простирания, а также зоны изометрических аномалий.

Аномальные полосы северо-восточного простирания по сочетанию знака аномалий, их отражению в рельефе поверхности фундамента и вскрытым глубоким скважинами породам практически ничем не отличаются от приуральского региона.

Аномальные полосы северо-западного простирания характеризуются специфическими особенностями. Здесь отрицательным линейным аномальным полосам Dg в плане соответствуют положительные аномальные полосы магнитного поля. В рельефе поверхности фундамента таким зонам отвечают линейные зоны поднятий, в пределах которых глубокими скважинами вскрыты глубоко метаморфизованные породы типа зеленых сланцев (андезиты, туфы, перемежающиеся с глинисто-кремнистыми и глинисто-известковистыми сланцами), т. е. глубокими скважинами вскрываются породы, близкие по составу и возрасту Чингиз-Тарбагатайской зоне Казахстана.

Приведенный выше сопоставительный анализ геологических и геофизических материалов с несомненностью свидетельствует о наличии в фундаменте плиты структурно-формационных зон различного типа и этапов тектонического развития (см. табл. 1). Для более достоверного выделения в фундаменте структурных зон кроме качественного сопоставительного анализа В. Н. Крамником были составлены геологоплотностные модели земной коры и проведены их расчеты.

На основе приведенного выше районирования гравитационного и магнитного аномального полей и данных бурения в фундаменте Западно-Сибирской плиты была выделена целая система блоков.

При подборе геологоплотностной модели и построении разрезов земной коры принималось, что земная кора трехслойная и состоит из базальтового, гранитно-метаморфического и «осадочного» слоев.

При построении моделей максимально учитывались данные ГСЗ, а также соблюдалось выполнение двух условий: соответствие гравитационного поля, рассчитанного от геолого-плотностной модели, наблюденному и сохранение изостатического равновесия блоков литосферы.

Расчеты и подбор модели из-за большого числа неизвестных представляют большие трудности, и здесь трудно применить аналитические расчеты с использованием известных систем уравнений.

Эта задача, как уже говорилось, решалась графическим методом с использованием трехмерной палетки К. Ф. Тяпкина, в варианте, когда тело аппроксимируется горизонтальными цилиндрами.

На основе имеющихся геолого-геофизических данных, а также общих представлений о геологическом строении региона первоначально вдоль профилей ГСЗ составлялись геологические разрезы земной коры, которые наделялись затем плотностными характеристиками, полученными на основании инструментальных измерений, а также известных зависимостей между скоростью упругих волн и плотностью пород.

Плотностные разрезы строились до глубины 100 км, т. е. до глубины предполагаемого изостатического выравнивания.

Модели земной коры с помощью палетки подбирались до удовлетворительного совпадения рассчитанной аномалии Δg с наблюденной.

Геолого-плотностные модели земной коры, составленные вдоль профилей ГСЗ, служили опорными для расчета геолого-плотностных моделей, пересекающих вкрест предполагаемые структурно-формационные зоны фундамента.

Каждая зона была пересечена минимум двумя расчетными профилями, что позволило создать объемное представление о строении земной коры Западно-Сибирской плиты и ее основных структурных зон фундамента, оценить их общие физические характеристики. Расчеты моделей земной коры подтверждают положение, что дифференциация гравитационного поля на зоны максимумов и минимумов обусловлена верхней частью земной коры до глубины 15 км, т. е. в первую очередь структурно-формационной зональностью фундамента.

Таким образом, моделирование земной коры вдоль профилей и в первую очередь вдоль маршрутов ГСЗ позволило рассмотреть главные черты внутреннего строения фундамента. Кроме того, данные ГСЗ и расчеты по дополнительным моделям позволили дополнить и уточнить сведения о мощности земной коры.

§ 5. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ГЕНЕРАЛИЗОВАННЫХ СТРУКТУРНЫХ КАРТ ПЛАТФОРМЕННОГО МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА

Для территории Западно-Сибирской плиты составлен ряд структурных карт, характеризующих строение платформенного мезозойско-кайнозойского чехла на различных уровнях. Структурные построения проведены по опорным отражающим сейсмическим горизонтам II^a («Б») и III («М»). Первый отражающий горизонт сопоставляется с верхней юрой (подошва баженовской свиты). Он представляет основной структурный репер в чехле Западно-Сибирской плиты. Второй отражающий опорный горизонт приурочен к нижнему мелу (нижний апт — подошва покурской свиты). Этот горизонт практически фиксирует положение подошвы широко развитого апт-альб-сеноманского нефтегазоносного комплекса. Оба отражающих горизонта, особенно верхний, прослежены на большей части плиты, а структурные построения по ним выполнены с большой точностью (изолинии проведены через 50 м). Структурные карты такой точности для выяснения роли структурно-формационных

зон фундамента в формировании структур чехла, по-видимому, не нужны.

Для сопоставления нужно было составить генерализованные структурные карты по указанным опорным отражающим горизонтам, с условием, что размер структур чехла в поперечнике был сравним со структурно-формационными зонами фундамента. Любая задача генерализации исследуемого поля требует удаления из имеющейся информации той части, которая в данном конкретном случае является излишней (помехой), т. е. требуется в данном случае разделить структурное поле на локальную и региональную составляющие. При разделении суммарных полей на составляющие обычно используют как линейные, так и нелинейные методы, точность которых зависит от выбора величины интервала усреднения («окна») и шага сглаживания, не учитывая помех и исследуемых функций. Это приводит к неоднозначным результатам. В последнее время в практике широкое применение находят методы математического описания. Эффективность аналитического представления изучаемых полей, в том числе и для случая решения задач по определению региональных составляющих поля, доказана в ряде работ [8 и др.].

Е. В. Еханин и В. П. Жаднова разработали алгоритм и реализующий его комплекс программ кусочно-полиномиального метода аппроксимации, базирующийся на аппроксимации дискретно заданной информации об исследуемой поверхности алгебраическими полиномами различных степеней. Важным достоинством этого метода является возможность достижения равномерного приближения с заданной среднеквадратической точностью и выполнения в любой исходной точке заданных условий. Кусочно-полиномиальный метод аппроксимации был реализован для составления генерализованных структурных схем по поверхности верхнеюрских и нижнеантских отражающих горизонтов.

Предварительно графическим способом вдоль профилей, составленных через 30—40 км один от другого вкрест простирания структурных элементов, было проведено выравнивание структурного поля с удалением локальных поднятий амплитуды 60 м, реже 100 м.

Генерализованные разрезы были использованы для формирования выборочного поля, для чего согласно алгоритму (Еханин Е. В., Жаднова В. П.) сначала производился выбор наиболее «информативных», а затем и «заполняющих» точек [8].

Полученная информация явилась исходной для использования комплекса программ «аппроксимация» при построении генерализованных структурных карт по отражающим горизонтам II^a и III.

Предложенная методика построения генерализованных карт позволяет получить информацию, которую можно использовать для составления тектонических карт платформенного чехла; крупные II порядка структурные формы здесь представлены в менее искаженном виде с четко очерченными контурами.

Генерализованные карты по II^a и III отражающим горизонтам были составлены В. П. Жадновой только для центральной и западной частей Западно-Сибирской плиты, по которым имелась возможность увязать опорные отражающие горизонты и где они прослежены уверенно. На севере и особенно на востоке информация по отражающим горизонтам чехла низкая или вообще не получена. Для этих территорий при анализе структурных карт по чехлу и фундаменту были использованы структурные карты по подошве мезозойско-кайнозойских отложений, составленные под ред. И. И. Нестерова.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

§ 1. ПОРОДЫ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ (ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ)

Домезозойские образования фундамента Западно-Сибирской плиты вскрыты большим количеством скважин (прил. 1). Однако распределение скважин по территории плиты крайне неравномерное. Основная их масса сосредоточена в Зауралье. Здесь бурение проведено с целью разведки угля, железных и медноколчеданных руд в пределах неглубокого залегания складчатых комплексов (примерно до 500 м). Сотни глубоких скважин, пробуренных на нефть и газ, вскрыли метаморфические образования погребенных структур Уральской складчатой системы в Шаимском и Березовском районах. Большое количество скважин до фундамента пробурено в пределах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Здесь помимо неглубоких скважин вблизи обрамления, пробуренных с гидрогеологическими и съемочными целями, насчитывается более 400 глубоких скважин, среди которых имеются параметрические, вскрывшие доюрские отложения на 1500 м и более. Несколько десятков скважин вскрыло доюрские комплексы в пределах Среднего Приобья. Практически не освещено бурением строение фундамента северных районов плит, где мощность мезозойско-кайнозойских отложений превышает 3500 м. Здесь только две скважины (Надымская и Южно-русская) глубиной соответственно 5200 и 4200 м вскрыли фундамент плиты. Ряд скважин вскрыли палеозойские отложения в Приенисейском регионе.

Помимо неравномерности распределения скважин по районам плиты, необходимо отметить, что структуры фундамента изучены также крайне неравномерно. Нефтепоисковое бурение, как правило, проводится на поднятиях в платформенном чехле, а эти поднятия в силу молодого (позднепалеозойского) возраста складчатости фундамента на большей части плиты унаследуют антиклинальные зоны фундамента, и, таким образом, в большинстве скважин палеозойские образования представлены формациями, слагающими антиклинали (метаморфические породы, гранитоиды, кислые вулканогенные образования). Отложения синклинальных зон фундамента, межгорных впадин и прогибов изучены несравненно хуже, ввиду того что над ними мезозойско-кайнозойский чехол образует региональные впадины и прогибы, бурение в пределах которых только начинается.

Естественно, что и по метражу, пройденному скважинами по доюрскому основанию, также намечается весьма существенная дифференциация. Так, прибрежные скважины вскрывают сотни метров и даже до 1500—2000 м разреза, тогда как скважины центральных районов плиты ввиду больших глубин залегания кровли фундамента вскрывают его на десятки, сотни метров, и только единичные скважины прошли

1000 м и более. Таким образом, в настоящее время геологическая изученность доюрского фундамента плиты такова, что на большей части территории мы можем с помощью комплексного геолого-геофизического анализа выделить только площади развития тех или иных крупных стратиграфо-формационных комплексов, включая и интересующие нефтяников осадочные формацииproto- и дейтероорогенных впадин, прогибов и чехлов срединных массивов.

Как будет показано ниже, поверхность фундамента сложена разнообразнейшими по составу и возрасту образованиями. Причем территории распределения образований преимущественно того или иного возраста и состава в целом обусловлены типом развития структур и возрастом складчатости.

В истории исследования доюрского основания Западно-Сибирской плиты отмечается несколько этапов. Первый этап связан с прогнозом тектонического строения, где в общих чертах были рассмотрены особенности тектоники с общих геологических закономерностей, а позднее с использованием геофизических материалов. В середине 60-х годов появились первые схематические геологические карты поверхности доюрского основания. В настоящее время комплексный анализ геолого-геофизических материалов, основанный на закономерностях строения и развития земной коры дает возможность прогнозировать не только возраст пород, но тип и состав формаций.

На основании комплекса геологических (данные скважин), геофизических и геоморфологических признаков (см. табл. 1, 2) в фундаменте плиты выделены площади развития геосинклинальныхprotoорогенных, дейтероорогенных, платформенных и рифтовых формаций. Такой подход к изучению геологического строения доюрского фундамента оказался возможным благодаря методу формационного анализа, детально разработанному советскими геологами: Н. П. Херасковым, Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым, Н. Б. Вассоевичем, В. П. Казариновым, Б. М. Келлером, М. В. Муратовым, Д. Б. Рухиным, Н. М. Стражовым, М. А. Усовым, В. Е. Ханиным, А. В. Пейве, Ю. А. Косыгиным, А. Л. Яншиным и многими другими.

Под понятием формация, мы, вслед за формулировкой первой Всесоюзной конференции, посвященной геологическим формациям (Новосибирск, 1953 г.), подразумеваем «реально существующие естественно-исторические сочетания горных пород и полезных ископаемых, связанных совместным происхождением и часто совместным залеганием».

Исследования пород, слагающих доюрский фундамент Западно-Сибирской плиты, и систематизация их исходя из выше приведенного понятия формаций проведены в работах В. С. Суркова, О. Г. Жеро, Л. В. Смирнова [10 и др.]. Большая работа по изучению петрографии, петрологии и метаморфизма пород была выполнена М. А. Алексеевой, В. С. Бочкаревым, В. В. Коротуном, Б. С. Погореловым, М. А. Спешиловой, Л. Г. Смирновой, К. В. Суетновой, О. А. Шнипом и др.

По керну многих скважин проведено изучение фаунистических остатков и спорово-пыльцевых комплексов, которые позволяют более уверенно датировать породы. Широкое распространение получила изотопная датировка пород, несмотря на то что этот метод для метаморфических толщ фиксирует не время их формирования, а время метаморфизма; для интрузивных пород — время становления данного тела или его палингенного превращения. Значительное количество определений возраста методом дисперсионного двупреломления было выполнено Б. С. Погореловым [23]. Данные, полученные по этой методике, остаются спор-

ными. Во многих случаях возраст пород предполагается путем сравнения с идентичными толщами открытых регионов.

Таким образом, стратиграфическая датировка пород проведена по результатам радиологического, палеонтологического и петрографического изучения кернового материала, а также путем сравнительного анализа образований, вскрываемых скважинами, с близкими по составу, возрасту, степени метаморфизма и тектонической позиции залегания породами, слагающими структуры обрамления.

Породы, вскрытые скважинами под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, являются составными частями всех основных групп формаций: геосинклинальной,protoорогенной, дейтероорогенной, срединных массивов, платформенной и рифтовой.

Группа геосинклинальных формаций представлена разнообразными осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными и интрузивными формациями, палеозойского и допалеозойского возраста, породы которых образуют толщи большой мощности, сложной дислоцированности, разной, но в целом значительной метаморфизованности, насыщенности интрузивными телами. Во многих случаях даже небольшой объем кернового материала позволяет безошибочно диагностировать их формационную принадлежность. Это в первую очередь относится к образованиям таких характерных формаций, как глинисто-кремнистая, аспидно-флишиоидная, спилит-кератофировая.

Группу орогенных (proto- и дейтеро-) формаций составляют различные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, терригенные, терригенно-карбонатные и другие формации, формирование которых происходило в условиях дифференцированных тектонических движений большой амплитуды с преобладанием поднятий с существенно меньшим метаморфизмом. Породы, слагающие эти формации, характеризуются в ряде случаев значительной дислоцированностью, но в большинстве случаев брахиформным типом структур.

Группу формаций срединных массивов составляют осадочные и вулканогенно-осадочные образования, формирование которых происходило в условиях относительной жесткости основания массивов. Наибольшим развитием пользуются карбонатная и терригенно-карбонатная формации, синхронные временем максимальных прогибаний в окружающих массивах геосинклинальных системах.

Группа формаций рифтогенеза представлена вулканогенной (базальтоидной), вулканогенно-осадочной и габбровой формациями, породы которых, слагая рифтовые зоны, имеют очень большую мощность, но не несут следов ярко выраженного регионального метаморфизма и для них наиболее характерны гидротермальные преобразования.

Группа платформенных формаций представлена карбонатной, терригенной, карбонатно-терригенной, трапповой формациями. Палеозойские платформенные формации имеют развитие только в фундаменте восточной части плиты. По своей литолого-петрографической характеристике они соответствуют одновозрастным формациям чехла Сибирской платформы и, по-видимому, являются краевой частью этого чехла, в связи с чем они имеют несколько черт, сближающих эти формации с орогенными.

Литолого-формационное описание строения поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты проводится по регионам (рис. 1) в общем соответствующим специфике тектонического строения.

Приенисейский регион. Геологических (буровых) данных о литологическом и формационном составе домезозойских образований этой

территории плиты крайне мало. Здесь пока вскрыты породы только геосинклинальной и платформенной групп формаций. Породы несомненно геосинклинального комплекса датируются здесь поздним докембрием, они вскрыты рядом скважин, расположенных вдоль Приенисейского региона севернее и северо-западнее Енисейского кряжа. Скважины вскрывают данный комплекс на незначительную глубину, и поэтому сведения о вещественном составе пород очень скучны. Метаморфические породы представлены исключительно сланцами высокой степенью метаморфизма: это хлорит-биотитовые, слюдисто-кварцевые, кварц-серicitовые, иногда графитизированные. Данные метаморфические породы вскрыты на Больше-Лайдинской, Ермаковской, Щучинской, Костровской, Кыксинской и Елогуйской площадях. По-видимому, этот сланцевый комплекс имеет дори-фейский возраст. Более молодые образования, вероятно рифейские, представленные метаморфизованными песчаниками и доломитизированными известняками, вскрыты на Нижне-Баихской площади.

Все сланцевые образования, вероятно, составляли некогда глинисто-кремнистую осадочную формацию.

Карбонатная (платформенная) формация представлена преимущественно органогенными известняками и доломитами с небольшим количеством терригенного материала (Касская 1-к, 2-к, Елогуйская 1-р, Кыксинские, Вещагинские, Игарские, Суходудинские 1, 2 и 3-Р). Возраст пород, слагающих формацию, кембрий — ранний ордовик и силур.

Терригенная (платформенная) формация представлена девонскими, каменноугольными, верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями. В Касской опорной скважине терригенная формация представлена толщей переслаивающихся красно-бурых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослойями конгломератов и известняков. Мощность девонских отложений, вскрытых скважиной, 840 м. Скв. 1 на Западно-Ермаковской площади вскрыты почти черные аргиллиты и углистые алевролиты, которые сопоставляются с каменноугольными отложениями Сибирской платформы.

Широко развита по площади в данном районе терригенная формация триаса. Она представлена аргиллитами с прослойями алевролитов и песчаников (Семеновская, Тампейская, Малохетская, Тундровая площади).

Диабаз-долеритовые образования, несомненно относящиеся к траповой формации триаса, вскрыты на Малохетской площади скв. 13.

Приалатауский регион. Регион примыкает к структурам Кузнецкого Алатау и Минусинским впадинам, отложения которых составляют фундамент этой части плиты.

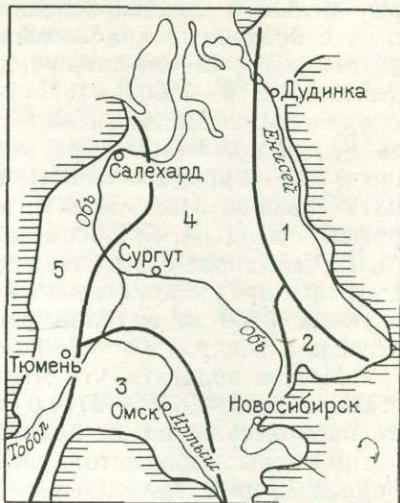


Рис. 1. Схематическое районирование территории Западно-Сибирской плиты, принятое при описании состава пород фундамента.

Регионы: 1 — Приенисейский; 2 — Приалатайский; 3 — Приказахстанский; 4 — Центрально-Западносибирский; 5 — Приуральский

Геосинклинальные образования, как и в обрамлении (Кузнецкий Алатау), здесь представлены разнообразными позднедокембрийскими и раннепалеозойскими серицит-хлоритовыми, амфиболовыми и другими сланцами, доломитами, порфиритами.

Карбонатная (доломитовая) геосинклинальная формация наиболее древняя и открыта в восточной части Томской области. На Вездеходной площади скважина вскрыла водорослевые доломиты серые и светлосерые мелко- и среднекристаллические, в различной степени окварцованные, с прослойками диабазовых порфиритов и спилитов (инт. 3408, 8—3418,8 м), хлорит-кварц-гидрослюдистых сланцев и лампрофиров (инт. 3500, 6—3508,9 м). На глубине 3938 м скважина остановлена в габродиабазах. По комплексу проблематических остатков *Stromatactis ex gr., paleozoicites* Podr. *algotactis* Rabisaensis Pospr., *Spongiosstroma* (?) sp., *Spongiosstroma cf. kaiza*, обнаруженных в интервалах глубин 3319—3335 м, 3468—3478 м, возраст доломитов определен как поздний рифей — венд (А. Г. Поспелов, ЗСГУ; М. В. Степанова, СНИИГГиМС). М. В. Степанова в этих же образцах нашла формы глебозитес, по которым она предположительно расчленила разрез на ранний кембрий до глубины 3500 м, а толщу пород ниже этой глубины (3500—3574 м) отнесла к венду.

Можно полагать, что Ярская скв. 2 под эфузивами основного состава в инт. 2975,5—3174,0 м вскрыла окварцованные известняки и крупнокристаллические доломиты того же возраста. Идентичная толща водорослевых доломитов известна в пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории, где выделена под названием «Западно-Сибирская свита». Здесь она сложена в различной степени фосфатными доломитами, известняками, карбонатными брекчиями и в верхней части — известняками, доломитами, часто водорослевыми. Мощность свиты 400—900 м. По данным А. Г. Поспелова, наиболее распространены в ней *Ralaemicrocystis*, многочисленные остатки *Stromatactis*. Нужно отметить, что верхнепротерозойские образования Кузнецкого Алатау и Горной Шории имеют в основном карбонатный состав (енисейская свита), с подчиненным количеством глинистых сланцев, филлитов, силицилитов, порфиритоидов и маломощных силлов диабазовых порфиритов. Для этих пород характерен парагенезис вторичных минералов стадии зеленных сланцев. Однако в зонах горстов на территории плиты можно предполагать и более древние геосинклинальные формации, слагающие Томский и Терсинский выступы в пределах Кузнецкого Алатау. Есть основания предполагать, что при дальнейшем бурении на этой территории будут выявлены и нижнекембрийские образования, вероятно, представленные также комплексом метаморфических пород (глинистых сланцев, мраморизованных известняков и др.).

На рассматриваемой территории широким распространением пользуются постгеосинклинальные вулканогенные, вулканогенно-осадочные формацииproto- и особенно дейтероорогенные. Породы туфогенно-осадочной протоорогенной формации вскрыты на Няргинской площади в скв. 1 (инт. 2667—3017 м). Формация состоит из переслаивающихся пестроокрашенных андезитовых туфов, серых и светлосерых доломитизированных и мраморизованных известняков с многочисленными остатками водорослей, трилобитов и брахиопод, песчаников крупнозернистых, алевролитов темно-вишневых, темно-бурых, в значительной степени ожелезненных. Толща дислоцирована, углы падения по карбонатам и песчаникам составляют 60°. М. В. Степановой в известняках (инт. 2797,2—2802,3 м; 2862,1—2865,6 м; 2882—2987,2 м; 2915—2917,4 м) были определены водоросли *Nuja Sibirica dorma parva* Reibe. *N. Si-*

birica, *Masi* l., *Girvanella* sp., *Nubecularites* sp., которые указывают на раннеордовикский их возраст. Возраст андезитовых туфов в инт. 2720,8—2721,8 м равен 438 млн. лет, что также характеризует ордовикский возраст толщи.

Здесь же на востоке Томской области на Чачанской площади скв. 1 вскрыты эфузивы, туфы, туфопесчаники серые и темно-серые с фиолетовыми оттенками с прослойями известняков. Породы дислоцированы под углом 30—45°. Возраст порfirитов 457 млн. лет (инт. 2539,1—2543,9 м). На Карабельской площади скв. 1 встречены базальты, диабазы, в значительной степени измененные вторичными процессами. Возраст базальтов 446 млн. лет (инт. 2853,9—2855,9 м). Сев. Лымбельская скв. 1 в интервале 2189—2361,3 м вскрыла алевролиты, аргиллиты, известняки вишневые, красные темновишневые (инт. 2189—2697 м), известняки и мергели серые интенсивно дислоцированные и трещиноватые (инт. 3026,8—3029,8 м). Угол падения пород 60—70°. В известняках были найдены водоросли, по мнению Э. В. Радионовой и М. В. Степановой, наиболее характерные для позднего силура. В интервале 2478,5—2481,6 м среди известняков наблюдается скопление остатков трилобитов, гастропод, губок и мшанок. А. М. Ярошевской определены мшанки, характерные для ордовика — силура и редко встречающиеся в раннем девоне.

Таким образом, на рассматриваемой территории породы ордовикского возраста пользуются, вероятно, несколько более широким распространением, чем в обрамлении.

Анdezит-базальтовая дейтероогенная формация покровного типа широко распространена в пределах Приалатауского региона, являясь непосредственным продолжением идентичных образований нижнего — среднего девона, обнажающихся на хр. Арга и в Минусинских впадинах.

В 50-х годах при бурении Белогорской, Белоярской и Мариинской опорных скважин были вскрыты пестроцветные туфы, карбонатизированные и окремненные буровато-серые и серые порфиры, близкие по составу к диабазам (Белогорская скв. инт. 2208—2794,4 м), диабазовые порфиры с прослойями и горизонтами туфов серых, темносерых, серовато-зеленых литокластических и кристаллолитокластических (Мариинская скв. инт. 1152—1230 м). На этой территории в последнее время пробурен ряд скважин, которые вскрыли палеозойские комплексы на глубину в сотни метров. Так, Ярская скв. 1 прошла по вулканогенно-эфузивной толще 680 м. Она вскрыла базальты, андезитобазальты, туфы андезитобазальтов, туфопесчаники и диабазы. Цвет пород зеленый, темно-зеленый, с фиолетовыми и бурыми включениями. Степень изменения пород соответствует стадии глубокого эпигенеза. Углы падения незначительны — до 10°.

Терригенная красноцветно-пестроцветная дейтероогенная формация среднего-верхнего девона скважинами глубокого бурения вскрыта на Западной, Ажарминской, Ванжильской площадях и Белогорской опорной скважиной. Ажарминская скв. 450 (инт. 2725—3100 м) и Западная скв. 1 (2983—3191 м) вскрыли полимиктовые песчаники с прослойями туфогенных песчаников, известняков коричневого и зеленовато-серого цвета с незначительной сульфатизацией. В туфопесчаниках Ажарминской скв. 450, в интервале 3008—3016 м определена степень катагенеза рассеянного органического вещества. По данным углехимического анализа она достигла газовой и жирной стадии [42]; Белогорская опорная скв. 1 с глубины 2143 м и до забоя (2794 м) прошла по эфузивно-туфогенной толще, состоящей из литокристаллических пест-

роцветных туфов, порфириотов серых и буровато-серых; ниже, в инт. 2143—2208,6 м — по мергелям и алевролитам доломитовым. Ванжильская скв. 1 в инт. 1947—2779 м (забой) прошла по алевролитам серым и темно-серым с зеленоватым оттенком, известнякам серым, мелкокристаллическим, мергелям темно-коричневым и вишневым, песчаникам темносерым с туфовым материалом красноватого оттенка, туфопесчаникам, аргиллитам темно-красным и бурым. Максимально вскрытая мощность отложений по скважине 831 м.

Карбонатно-терригенная дейтероорогенная формация вскрыта Чулымской опорной скв. 1 в инт. 2797—3001 м (забой). Она сложена чередованием известняков зеленовато-серых и буровато-серых, зеленых и зеленоватых песчаников, аргиллитов, пепловых туфов, туффитов, а в верхней части имеются прослои конгломератов. В интервале глубин 2797—2884 м найдены чешуя рыб и остатки хвоцей, характерных для поздневизейского возраста. В основании толщи обнаружены турнейские и ранневизейские спикулы губок и однокамерные фораминыферы.

Терригенно-угленосная и карбонатная дейтероорогенная формация имеет локальное распространение. Возраст ее датируется как поздний палеозой (средний — верхний карбон). Представлена формация песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда со значительным количеством углистого вещества. Хорошо охарактеризованная спорово-пыльцевым комплексом среднего позднего карбона толща пройдена Чулымской опорной скв. 1 в инт. 2556—2797 м. Она состоит из черных известковистых аргиллитов, алевролитов, мергелей, песчаников, пиритизированных, с углистым детритом. Литологический состав и комплекс спор и пыльцы данной толщи сходен с черногорской и конгломератовой свитами Минусинских впадин. Мощность толщи 241 м.

Таким образом, сопоставительный анализ пород, вскрываемых глубокими скважинами, с породами ближайшего обрамления показывает на их идентичность, что дает основание говорить об аналогичном геологическом строении фундамента плиты на данной территории.

Приказахстанский регион. Структурно-формационные зоны Центрального и Восточного Казахстана под отложениями мезозойско-кайнозойского платформенного чехла образуют фундамент Приказахстанского региона плиты. Здесь под мезозойско-кайнозойскими платформенными отложениями глубокие скважины вскрывают разнообразные метаморфические и вулканогенные породы геосинклинального генезиса, относящиеся к раннему палеозою и протерозою.

Породы, особенно протерозойские, метаморфизованы до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Скважинами на Новопокровской площади были встречены кварциты светло-серые (скв. 2 инт. 245,5—252,8 м), темносерые, кварцево-слюдистые сланцы (скв. 29, инт. 147—155), гнейсы (скв. 41, инт. 130,5—148 м), измененные эфузивы и тела гранитоидов. Они условно относятся к докембрию — раннему палеозою, имея много общего по составу и метаморфизму с протерозоем Кокчетавского массива, что подтверждает и возраст (570 млн. лет) крупночковых биотитовых гнейсов в пределах Карабашского поднятия. Мощность докембрийско-нижнепалеозойских толщ, по-видимому, как и на Кокчетавском массиве, не менее 4000 м. Севернее его в пределах плиты многочисленными картировочными скважинами вскрыты хлоритовые (Володарская скв. 97, инт. 16—18,7 м), кремнисто-глинистые (Городецкая скв. 369, инт. 70—230 м), гранат-биотит-кварцевые (Гурьяновская скв. 105, инт. 220—268 м), серицит-кварцевые (Иваново — Павловская скв. 50, инт. 75,5—157 м), слюдистые (Ишимская скв. 36, инт. 88,5—97,8 м), кварц-хлоритовые

(Карасевская скв. 48, инт. 4—54 м; Куприяновская скв. 41, инт. 56,5—90,8 м), тальк-слюстистые (Озерная скв. 28, инт. 70—72,1 м) и другие сланцы, кварциты (Шалак-Узенская скв. 181, инт. 10—18,5 м), изменившие эфузивы среднего состава, граниты и гранитоиды (Веселовская, Дмитриевская скв.). Отнесены эти комплексы к докембрию — нижнему палеозою по сопоставлению с аналогичными породами, слагающими Кокчетавский, Кызылсорский и другие антиклинарии. Степень метаморфизма находится на стадии зеленых сланцев и выше.

Анdezитоваяprotoорогенная формация вскрыта на Вяткинской площади скважинами 1 (инг. 1678—1701 м), 2 (инг. 1724—1744 м), 3 (инг. 1677—1700 м), 4 (инг. 1778—1804 м). Состоит она из туфов, туффитов, андезит-базальтов, туфобрекций и андезитов пестроокрашенных (зеленые, бурье, вишневые). Аналогичные породы участвуют в строении андезитовой формации нижнего — среднего девона Центрального Казахстана.

Континентальная терригенная красноцветная protoорогенная формация вскрыта на Яковлевской площади. В скважинах 1 (инг. 1027—1194 м), 2 (1051—1087 м), 3 (1134—1204,5 м), 4 (1080—1190 м), 5 (1040—1196 м), 6 (1111—1200 м) встречена толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей, известковистых песчаников и гравелитов темно-бурого, красного, коричневого, зеленого, вишневого цветов с большими количествами трещинок, выполненных кальцитом. Толща в значительной степени смята. Углы наклона слоев, замеренные по керну скважин, достигают 40°. Палеонтологические данные о возрасте пород отсутствуют, но, сравнивая их с аналогичными толщами, широко развитыми на северной окраине Тенгизской впадины, их можно отнести к нерасчлененной толще среднего — позднего девона.

Континентальная терригенная сероцветная дейтероорогенная формация вскрыта на Рявкинской и Ракитинской площадях в скважинах 1 (инг. 1475—1578,8 м), 3 (1430—1695 м), 5 (1362—1600 м).

Толща состоит из аргиллитов, алевролитов, песчаников сероцветных, часто известковистых с обильным растительным детритом. Возраст толщи, вероятно, средний — поздний карбон, так как она перекрывает в скв. 3 фаунистически охарактеризованную толщу известняков нижнего карбона.

Карбонатно-терригенная формация также вскрыта на Рявкинской и Ракитинской площадях. Сложена она глинистыми известняками, известняками, аргиллитами и алевролитами. В карбонатных породах присутствуют остатки мшанок, брахиопод, указывающие на их визейский возраст. Вскрытая мощность формации в скв. 3—185 м на Ракитинской площади в скв. 8—362 м.

Вулканогенно-осадочная дейтероорогенная формация триаса имеет относительно локальное развитие. Она вскрыта на Ракитинской площади в скв. 1 (инг. 1584—1648 м), 6 (инг. 1680—2217 м), 7 (инг. 1697—1802 м), где представлена переслаивающаяся туфами, лавовыми порфирами, аргиллитами, алевролитами, базальтами. В аргиллитах были найдены споры и пыльца триасового возраста. По данным бурения Пресновской скв. 1 (инг. 350,4—381 м) и Варгашинской скв. 1 (инг. 501—865 м), формация представлена кварцевыми порфирами. В восточной части территории триас вскрыт Омской опорной скважиной, где дейтероорогенные образования представлены угленосной сероцветной формацией, перекрывающей вулканогенно-осадочную.

На территории Приказахстанского региона большим распространением пользуются гранитоиды. Наибольшее их количество приурочено

к территории, непосредственно примыкающей с севера к Кокчетавскому массиву.

Убаганский, Татьяновский, Урицкий гранитоидные массивы в пределах Тургайского прогиба вскрыты при геологосъемочных и поисково-разведочных работах*. Батолиты характеризуются относительным минимумом силы тяжести и положительным магнитным полем мозаичного характера. Сложенены они гранодиоритами, биотитовыми и аляскитовыми гранитами, диоритами, дайковыми телами плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиров. Возраст их по калий-argonовому методу 259—323 млн. лет.

Согринский массив располагается в пределах Тобольского поднятия. Массив вскрыт тремя скважинами и состоит из розовато-серого средне- и крупнокристаллического гранита, сложенного плагиоклазом, ортоклазом, кварцем и биотитом, частично замещенным хлоритом. Размеры его, судя по аномальному гравитационному полю, 15×25 км. Тобольский массив находится в 25 км северо-восточнее от Согринского и вскрыт семью скважинами. Представлен он розовато-серым разнозернистым гранитом и светло серым микропегматитовым аляскитовым гранитом. Размеры его по аномальному гравитационному полю 20×30 км. Абалакский массив расположен в 25 км восточнее Тобольского. В пределах площади вскрыт тремя скважинами. Представлен гранитом серым и розоватым, нередко милонитизированным, с большим количеством трещин, выполненных кальцитом. Скв. 3 вскрыты пироксен-плагиоклазовые порфиры и микродиабазы также милонитизированные и сильно измененные вторичными процессами — хлоритизированы и карбонатизированы. В гравитационном поле массив выражен очень слабо, в магнитном — более четко. Размеры его приблизительно 17×17 км. Южный массив расположен в пределах северного погружения складчатых комплексов Центрального Казахстана. Он вскрыт многими картировочными скважинами при проведении геологосъемочных работ. Массив имеет пестрый состав и возраст от протерозоя (гранодиориты, граниты катаклазированные, гранитогнейсы и диоритогнейсы) до раннего девона включительно (диориты, гранодиориты, порфировидные гранодиориты, диорит-порфиры, аplitы, сиениты, гранит-порфиры). Рублевский массив, вскрытый скв. 249, представлен гранитом. Массив выражается относительно пониженными значениями силы тяжести и неоднородным магнитным полем, что характерно для гранитов пестрого состава. Размеры его по аномальному гравитационному полю 20×30 км. Кировский массив является продолжением гранитоидного тела, обнажающегося около пос. Чкаловского. Кировская гидрогеологическая скв. 560 на глубине 405 м встретила мелкозернистые граниты, в значительной степени катаклазированные, с контактовыми изменениями. Массив четко выражен в гравитационном поле и имеет пеструю неоднородную магнитную характеристику. Размеры его 40×100 км. Несколько западнее Новоивановскими скважинами также вскрыты граниты, которые возможно являются частью Кировского гранитного батолита. Ленинградский массив — продолжение гранитного батолита, обнажающегося около пос. Ленинградское. Гидрогеологическими скважинами в этом районе встречены граниты крупнокристаллические с крупными порфировыми выделениями кислых плагиоклазов. Массив характеризуется относительно пониженным гравитационным полем и неоднородным магнитным. Размеры его небольшие (25×60 км). Молодогвар-

* Названия интрузивных массивов даны по названию разведочных площадей, на которых они вскрыты скважинами.

дейский массив расположен в районе озер Селетынез и Кызылкак. Гидрогеологическими скважинами на глубине около 100 м вскрыты граниты светлосерые, розоватые крупнокристаллические и диориты темно-серые трещиноватые. Судя по гравитационному полю, размеры гранитоидного тела составляют 60×75 км. Магнитное поле мозаичное, что отражает пестрый состав тела. Это подтверждается керном из Молодогвардейских скважин 52, 53, 57; Октябрьский массив вскрыт скв. 1 и 2 на глубинах 1297 и 1360 м. Скв. 1 прошла по роговообманковому гранодиориту 67 м. Скв. 2 вскрыла жильное тело аплита тонкокристаллического, мясо-красного цвета с многочисленными жилками кварца и карбоната. Массив характеризуется относительно пониженными значениями поля силы тяжести и пестрым магнитным полем, что обусловлено его неоднородным составом. Большая часть гранитоидного массива перекрыта, вероятно, впадиной, выполненной осадочными породами, которые вскрыты скважинами на расположенной недалеко Рявкинской площади. В Челноковском массиве скв. 6 (инт. 2010—2032 м) и 7 (инт. 1769—1781 м) вскрыты кварцевые диориты, микропегматитовые, микроперититовые и аляскитовые граниты. Судя по выраженности в геофизических полях, он имеет небольшие размеры. Михайловский, Малиновский массивы, судя по геофизическим полям, также имеют небольшие размеры. Возможно, они составляют части больших тел, которые по плотности не отличаются от вмещающих пород и поэтому не имеют четкого отображения. Михайловская скв. 1 на глубине 1866 м вскрыла граниты светло-серого и розовато-белого цвета и прошла по ним 24 м. Малиновская скв. 3 на глубине 2034 м вошла также в микроклиновые граниты и прошла по ним 12 м. Возраст перечисленных гранитов, вероятно, средний палеозой, как у большинства идентичных гранитоидных тел такого состава в пределах Северного Казахстана. Тарбажинский массив вскрыт скв. 1 на глубине 2088 м. Сложен массив розовато-серым мелкокристаллическим гранодиоритом. В гравитационном поле выражен четкой относительно пониженной аномалией. Магнитное поле характеризуется незначительной положительной аномалией, что, вероятно, связано с его пестрым составом. Размеры тела 30×45 км. Возраст 320 млн. лет. Большереченский массив изучен по данным скв. 2 (3232—3152 м) и 3 (3235—3250 м). Скв. 2 вскрыт очень разрушенный гранит (с корой выветривания), который перекрыт туфами кварцевых порфиритов и туфогравелитами кварцевых порфиритов также с корой выветривания. Скв. 3 вошла в массивные гранодиориты и вскрыла жильную фацию гранитов — альбитофиры. Возраст альбитофиров, определенный по породе, определен в 228—278 млн. лет (лаборатория СНИИГГиМС). В геофизических полях тело не имеет ясного выражения. Возраст основного тела, вероятно, средний палеозой. Новологиновский массив расположен на правом берегу р. Иртыша и вскрыт скважинами 1 (2890—3001 м), 3 (2918—2952 м), 5 (2817—2837,6 м). В них были описаны граниты с гранулитовой и микропегматитовой структурой, состоящей из кварца, микроклина, плагиоклаза, биотита, замещенного хлоритом. В трансформированных геофизических полях выражен не четко. Возраст его, вероятно, ранний — средний палеозой. Этот же массив, вероятно, вскрыт скв. 1 на Муромцевской площади в интервале 2863,8—2900 м, где он представлен биотитовым гранитом светло-серого цвета, мелкокристаллическим. Сергеевский массив вскрыт скважинами 1 и 2. Скв. 2 в интервале 2860,3—2861,4 м прошла по грейзенизованным гранитам, а скв. 1 (инт. 2703,1—2713,5 м) вскрыла краевую зону массива, которая представлена породами биотит-кварц-амфиболового и сфеен-амфиболитового состава, являющимися, вероятно, продуктом ме-

тасоматического изменения гранитов. Гранитоидное тело выражено относительно пониженным гравитационным полем и нечетким магнитным. Размеры его 20×30 км.

Формация гипербазитов в фундаменте Приказахстанского региона развита весьма незначительно. Вскрыта она скважинами на Нововасильевской площади, где скв. 1 в интервале 2562—2603,7 м встречен серпентинит хризотил-серпофитового и хризотил-антigorитового состава с петельчатой микроструктурой и массивной текстурой с многочисленными прожилками карбоната, брусила, хлорита; скв. 2 (инт. 2877—2892 м) вскрыты оливиновые габбро. По характеру магнитных и гравиметрических аномальных полей вдоль глубинных разломов намечаются многочисленные цепочки интрузивных тел основного и ультраосновного состава.

Центрально-Западносибирский регион. В пределах этого региона скважины расположены в двух крупных районах. Один район охватывает территорию вдоль р. Иртыш с его притоками (реки Омь, Тара, Туй и Демьянка). Для него характерно распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, чередующихся с глинисто-кремнистыми. Таким же формационным строением характеризуется Чингиз-Тарбагайская зона Центрального Казахстана. Для другого района, который охватывает с юга на север всю центральную часть плиты, характерно развитие зелено-фиолетовой и черносланцевой аспидно-флишоидных формаций с отдельными выходами глубокометаморфизованных образований. По своему формационному составу породы близки таковым Обь-Зайсанской зоны поздних герцинид.

Вулканогенная и вулканогенно-осадочная геосинклинальные формации предположительно нижнего палеозоя на территории Обь-Васюганского междуречья встречены на Сев. Васюганской площади, где на глубине 2422 м скв. 1 вскрыты диабазы и трахибазальты, сильно измененные вторичными процессами с образованием хлорита, актинолита, эпидота, кварца. В ряде скважин на других площадях (Соболиной, Сомовской, Олимпийской) сланцы по эфузивам и туфам среднего и основного состава перемежаются с глинистыми и карбонатными сланцами.

Вулканогенная и вулканогенно-осадочная геосинклинальные формации вскрыты большим количеством скважин в Иртышско-Васюганском междуречье. На Саргатской площади скважины вскрыли андезитовые порфириты и их туфы, измененные до стадии зеленых сланцев. Скважинами на Прирахтовской площади на глубине 2530 м вскрыты интенсивно брекчированные, хлоритизированные, альбитизированные, окварцованные серовато-зеленые андезитовые, кварцевые, трахиандезитовые порфиры. На Январской площади в интервале 2589—2601,5 м скважина прошла по базальтовым и диабазовым порфиритам, в которых единичные зерна плагиоклаза замещены серицитом, хлоритом, а породообразующие минералы — хлоритом, серицитом, эпидотом, карбонатом. Ниже идут рассланцованные туфы смешанного состава темно- и светло-зеленого цвета. Как основная масса породы, так и обломки эфузивов среднего и кислого состава окваркованы, серицитизированы и альбитизированы. Идентичные породы встречены скважинами Туйской, Когитской, Кулайской и Тевризской площадей, где туфы, в основном андезитового состава, перемежаются с глинисто-кремнистыми и глинисто-известковистыми сланцами. Породы изменены процессами регионального метаморфизма и доведены до стадии зеленых сланцев. Широкое распространение аналогичные породы имеют в пределах Чингиз-

Тарбагатайской зоны Казахстана, где по возрасту они отнесены к девон-карбону и имеют мощность до 1500 м.

Аспидно-флишоидная формация нижнего палеозоя — верхнего докембria сложена толщами алевролитов, аргиллитов, песчаников и известняков, превращенных в сланцы. Флишоидная формация скважинами глубокого бурения встречена в пределах Каймысовского и Нижневартовского районов. Состоит она из серых, зеленовато-серых, зеленовато-голубоватых песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, которые процессами регионального метаморфизма превращены в зеленовато-голубоватые серицит-кремнистые (Весенняя скв. 255), серицит-алевролитовые (Аэросейсмическая скв. 100), кремнисто-слюдистые (Первомайская скв. 264), глинистые (Лонтыньяхская скв. 60) и глинисто-сернистые (Волковская скв. 1) сланцы. Метаморфизм пород выражается в появлении вторичных минералов, таких как серицит, хлорит, лейкоксен, и в филлитизации пород. Так, Весенней скв. 256 в интервале 2541—2732 м вскрыт кварц-хлорит-сернистый сланец с лепидогранобластовой структурой, сланцеватой или пятнистой текстурой. Кварцитовые прослои содержат альбит. Из новообразованных минералов отмечается желтовато-зеленоватый турмалин, мелкие агрегаты минералов группы эпидота и единичные чешуйки зеленого биотита. Такой состав характерен для пород всей формации. Из вторичных минералов в ряде случаев развиваются лейкоксен, анатаз и более интенсивно турмалин (Первомайская скв. 264, инт. 2632—2650,7 м). Сланцы имеют сходство с породами позднего докембria Горного Алтая. Процессы метаморфизма выразились в тонкой рассланцовке толщ и в интенсивной хлоритизации, серицитизации и эпидотизации [47]. Карбонатно-глинистая геосинклинальная формация по имеющемуся керновому материалу глубоких скважин широко распространена в пределах Томской и Тюменской областей и вскрыта на Останинской, Мыльджинской, Средневасюганской, Колотушной, Верхнесалатской, Чарымовской, Гужихинской, Пугалымской, Парбигской и других площадях. Сложена формация переслаивающимися пачками известняков, глинистых известняков, алевролитов, аргиллитов часто известковистых. Перемежаемость пород доказывается частой сменой литологических разностей на относительно малой площади. Так, в пределах Останинской площади скв. 429 вскрыла известковистые глинисто-алевролитовые сланцы, а скв. 435, расположенная в четырех километрах восточнее, вскрыла известняки мелкокристаллические буровато-светло-серые с фораминиферами верхней части фаменского яруса и позднего карбона (турнейский ярус). Известняки вскрыты также скважинами 424 и 436, а в 428, 437 и 425 — глинисто-кремнистые и глинисто-углистые сланцы. Наиболее молодые образования карбонатно-глинистой формации вскрыты Парбигской скв. 3 и Средневасюганской скв. 1, где в интервале 2458—2565 м находятся темно-серые аргиллиты, углистые аргиллиты и переслаивание аргиллитов с известняками; далее в интервале 2590—2594 м — известняки крупнодетритусовые, глинистые с фораминиферами, мшанками, спикулами губок и обломками иглокожих. С глубины 2594 м и до забоя идет переслаивание средне- и крупнозернистых песчаников, известняков и аргиллитов с фораминиферами, мшанками и спикулами губок. По фораминиферам, которые представлены почти одними архедисцидами, О. И. Богуш и О. В. Юферев [2] определили возраст этой толщи как средний карбон (башкирский ярус). Параметрическая скв. 3 на Парбигской площади углубилась в палеозой на 656 м, где сверху вниз были вскрыты песчаники мелкозернистые, полимиктовые с углом падения 48° (инт. 2727—2731 м), скарн (2731—2735 м), керсанит порфировидный

(2735—2740 м), скарн (2740—2743 м), габбродиабаз (2752—2755 м; 2761—2767,5 м), диабаз (2814—2819 м), углисто-глинистый сланец пиритизированный, с углом падения 50° (2848—2871 м), туфопесчаник слабокарбонитизированный (3003—3008 м), керсантит (3030—3038 м), известняк органогенно-детритовый черный с примесью туфогенного материала с остатками многокамерных фораминифер визейского яруса нижнего карбона (3090—3150 м), туфопесчаник известковистый темно-серый до черного с остатками фораминифер (3251—3300 м), керсантит (3382—3384 м). Карбонатные породы распространены на Северо-Сильтинской, Квартовой, Комсомольской и других площадях, где возраст их определен по фораминиферам как поздний девон — ранний карбон. В юго-западной части они вскрыты глубоким бурением на Казанской и Тай-Дасской площадях. В целом флишоидная карбонатная формация имеет возраст от среднего девона — раннего карбона до среднего карбона включительно.

Аспидная формация позднего девона — раннего карбона протягивается широкой полосой от г. Томска в северо-западном направлении и является непосредственным продолжением полосы развития аспидной формации Колывань-Томской и Калба-Нарымской зон.

Глинистые и мергелисто-известняковые сланцы составляют инскую серию, выделенную А. И. Гусевым в 1934 г. Начинается серия конгломератами с галькой известняка, содержащего *Diphyphyllum*, членики криноидей и *Capulus*, порфиритов и кислых эфузивов. Конгломераты сменяются однородными темно-серыми битуминозными известняками с брахиоподами, мощностью около 350—400 м. Пересягаются они темно-серыми до черных, серыми, серо-зелеными тонко- и правильнослоистыми песчаниками различной зернистости. Выше появляются многочисленные прослои черных глинистых сланцев, глинистые сланцы сменяются слоями голубовато-серых, темно-серых и желто-зеленых известковистых, песчано-глинистых сланцев, местами переполненных фауной плохой сохранности. В черных глинистых сланцах имеется микрофлора. Завершается разрез толщей глинистых сланцев с линзами известняков с фауной смешанного состава позднего девона и раннего карбона. Мощность формации порядка 10 000—12 000 м.

Скважинами глубокого бурения отложения, вероятно, нижней части аспидной формации были встречены на Северо-Колпашевской, Куржинской, Береговой, Пайдугинской, Кананакской, Пульсецкой, Чимулякской, Южно-Чимулякской, Сибкраевской, Кыс-Еганской и некоторых других площадях, а севернее г. Томска при геологосъемочных работах картировочными скважинами эта формация была изучена в Томских скважинах 111, 100, 359, 11 и Киреевских 10, 2 и 9. Формация состоит из углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, перемежающихся с пачками туфов, туфолов, а также карбонатизированных толщ алеврито-глинистого состава. Комплексы пород подверглись региональному метаморфизму с образованием черных глинисто-кремнистых, глинисто-углисто-карбонатных, углисто-хлорит-кварцевых серicitизированных сланцев. Часть образцов была подвергнута углепетрографическим исследованиям, которые показывают, что степень катагенеза органического вещества, содержание которого на породу от 0,60% (Береговая скв. 1) до 1,7% (Пульсецкая скв. 40), в этой зоне находится на стадии от тощей до антрацитовой [42]. Если сравнить содержание органического вещества и степень его углефикации с идентичными комплексами Калбинской зоны, то можно отметить, что они имеют одну степень изменения.

Верхняя часть аспидной формации вскрыта скважинами на Кочебиловской, Каргасокской, Колпашевской, Пудинской и ряде других площадей. Состав формации довольно монотонный и однообразный. Это черные углисто-глинистые и углисто-алевролитовые толщи с тонкими прослойками мелкозернистых известковистых песчаников с инъекциями тел основного состава (диабазов) и с толщами эфузивов основного ряда. Для пород характерно развитие новообразованного серицита, кальцита, что указывает на начальные этапы регионального метаморфизма. Так, в интервале 2831—2836 м Кочебиловской скважиной встречены черные тонкорассланцованные углисто-глинистые сланцы, в Каргасокской 1 в интервале 2892—2920 м наблюдается переслаивание алевролита темно-серого с углисто-глинистым цементом и мелкозернистого песчаника с глинисто-карбонатным цементом. Терригенный материал представлен обломками кварца, полевого шпата, чешуйками мусковита. В Колпашевской скв. 7 с глубины 2717,3 до 3024,7 м наблюдается переслаивание черных углисто-алевролито-глинистых, углисто-глинистых и глинисто-алевролитовых сланцев. По глинистой составляющей интенсивно развивается серицит, который хорошо подчеркивает почти вертикальную сланцеватость. Углистое вещество углефицировано до антрацита. М. А. Тилина из черных углистых аргиллитов и алевролитов Колпашевской площади (скв. 2, 3) определила спорово-пыльцевой спектр, характерный для девона в целом. Мощность формации, исходя из геологических данных открытой территории, порядка 1500—2000 м.

Рассматриваемые флишоидные формации (карбонатно-глинистая, карбонатная и аспидная) различаются между собой скорее фациально, нежели по возрасту, что характерно для таких складчатых систем как Верхоянская, Калба-Нарымская, Западно-Саянская.

На рассматриваемой территории в ряде районов встречены породы, которые следует отнести по составу и возрасту к более древним (до кембрийским глинисто-кремнистым формациям). Так, глубокими скважинами 1 и 2 на Ипатовской площади были вскрыты интенсивно дислокированные породы, превращенные в кварц-хлорит-биотитовые, tremo-лит-хлорит-кварцевые сланцы. Ипатовской скв. 3 встречены гипербазиты серпентинизированные и серпентинит. В скважинах 4 и 5 вскрываются кварцитовая брекчия, порфириты с прослойками туфов. Такие же породы в районе гор. Муржик, Акчатау и к востоку от оз. Алкамергель представляют формации докембра (пачки микрокварцитов, кварцитовых песчаников, яшмо-кварцитовых и кремнистых песчаников, вулканогенные и вулканогенно-кремнистые образования с маломощными прослойками граувакковых песчаников, гравелитов и известняков с небольшими телами серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов). Формации претерпели региональный метаморфизм с образованием кварц-серicitовых, кварцитовых и других сланцев, порфиритоидов и мраморов [47].

Глинисто-кремнистая геосинклинальная формация вскрыта на Тайтымской площади в скв. 2 (инт. 2620—2735 м) и представлена альбит-актинолитовыми, серпентин-актинолит-тальковыми и актинолит-альбит-биотитовыми сланцами. Скв. 3 на глубине 2623 м вошла в идентичные породы и гранит-порфиры. Аналогичные породы были встречены на Болотной площади скв. 1, расположенной севернее. Судя по степени метаморфизма, составу и соотношению с другими породами фундамента в этом районе, сланцы на Тайтымской площади не моложе раннего палеозоя, а наиболее вероятно, что это образование докембра.

На Парабельской площади скв. 2 (2619—2658 м), Назинской площади скв. 2 (2294—2314 м), скв. 3 (2270—2284 м), скв. 4 (2300—

2357 м), Охтеурьевской площади скв. 1 (2645—2659 м) вскрыты филлитизированные кремнистые, кварц-биотитовые сланцы, гнейсы, гранитогнейсы и рассланцованные окремненные мраморы.

На полуострове Ямал в присводовой части Нурминского антиклино-рия встречены слюдяные сланцы (Новопортовская скв. 60, 66).

Карбонатная среднепалеозойская формация чехлов срединных массивов вскрыта скважинами на Верхтарской, Малоической, Еллей-Игайской, Майской, Речной, Урманской, Тамбаевской, Фроловской площа-дях. Необходимо особо отметить тот факт, что во всех районах развития карбонатной формации срединных массивов в ее составе присутствуют в подчиненном объеме вулканиты спилит-диабазового ряда. Наибольшая проходка по карбонатной формации чехла срединного массива была достигнута на Малоической площади в скв. 4 (1762 м). Здесь она представлена серыми и темно-серыми органогенными, органогенно-детритовыми известняками, доломитами и доломитизированными извест-няками с прослоями черных глинистых известняков и маломощных тел эфузивов основного состава. Известняки и доломиты нередко битуми-нозные. Стратиграфический объем их охватывает интервал от силура до среднего позднего девона. Установлен он палеонтологами ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМСа по многочисленным остаткам фауны табу-лят, строматопор, фораминифер, остракод, мшанок, брахиопод, крино-идей. В интервалах, где глинистые известняки чередуются с глинисты-ми прослоями, угол падения пород не менее 45°. В целом известняки и доломиты разбиты многочисленными и разноориентированными трещин-ками с зеркалами скольжения. Керн имеет брекчированный вид, что связано, вероятно, с разломом, выявленным сейсмическими работами ОГТ и КМПВ в районе скважины. На Верхтарской площади породы карбонатной формации вскрыты скважинами 3 (2697—2728,8), 7 (2739,8—2820,4 м), 11 (2685—2725 м), 12 (2750—2814 м). Представле-на она известняками серыми и темно-серыми массивными, плотными, с сетью тонких трещин и жилок, выполненных кальцитом. Известняки имеют кристаллическую и мелкокристаллическую структуру, участками гранобластовую. По трещинкам отмечаются примазки и пленки битума. В известняках обнаружены многочисленные формы фораминифер (па-ратурамлины, археосферы и др.), которые указывают на средне-поздне-девонский возраст толщи [2]. Ниже известняков (инт. 2722,8—2728,8 м) скв. 3 вошла в массивные базальты серого цвета. Темноцветные мине-ралы нацело изменены вторичными процессами. В скв. 2 (инт. 2782,1—2815 м) встречены конга-диабазы, в верхней части значительно вывет-рельые. Конга-диабаз состоит из плагиоклаза, пироксена, роговой обман-ки, кварца, калиевых полевых шпатов, биотита. Порода изменена вто-ричными процессами, в результате чего были образованы карбонат, лейкоксен, актинолит, серцит. Из акессорных минералов присутству-ют ильменит, апатит. Под корой выветривания пород основного состава скважиной 7 были вскрыты известняки, аналогичные описанным в пре-дыдущих скважинах. На контакте известняков и базальтов (скв. 2 инт. 2712,5—2717,5 м) наблюдается мраморизация. Органогенные из-вестняки вскрыты Майской скважиной 390 (инт. 3070—3092 м), где в отдельных прослоях количество фауны достигает 50% и даже более. Фауна разнообразна по составу (мшанки, криноиды, брахиоподы, фораминиферы, водоросли) и сохранности. Крупные формы сложены круп-нокристаллическим кальцитом. В породе много скоплений и крупных кристалликов пирита. Отмечается наличие зерен кварца и чешуек слю-ды. Наблюдаются кварц второй генерации по отдельным раковин-кам. В основной массе иногда развивается пятнами буроватый хлорит.

Аналогичные известняки встречены на Водораздельной площади скв. 1 в инт. 2984—3005 м. По комплексу остатков однокамерных фораминифер О. И. Богуш, О. В. Юферев определяют возраст известняков как средний — поздний девон. На Речной площади скв. 1 вскрыто переслаивание светлых и темных разностей доломита и доломитизированного известняка (инт. 2092—2911,5 м). Светлые разности состоят из мелких ромбовидных кристаллов доломита, иногда с каекой грязно-бурого, серого пелитоморфного глинистого материала. Темные разности представлены битуминозным доломитом. Толщу массивных известняков на глубину 953 м вскрыла Тамбаевская параметрическая скв. 3. В основном это известняки светло-серые, органогенно-обломочные, дегритово-шламовые с многочисленными формами фораминифер, остракод, водорослей, указывающие на силур-среднедевонский их возраст.

Литологический разрез Тамбаевской скв. 3 сверху вниз представлен: известняком органогенно-дегритовым, фораминиферовым (3082,7—3546,8 м), известняком органогенно-дегритовым, фораминиферовым, не-значительно перекристаллизованным (3536,7—3546,8 м), оскольчатым аргиллитом (3586,7—3592,5 м), известняком органогенно-дегритовым, фораминиферовым, тонкозернистым, слабо перекристаллизованным (3666,7—3988 м). Палеонтологи ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМСа дали следующее заключение: «интервал 3545,6—3988 м, возможно, ранний девон, интервал 3372,0—3545,0 м — животский век среднего девона — франский век позднего девона». В известняках наибольшее распространение имеют фораминиферы, в меньших количествах обнаружены остракоды, хитинозой, мшанки.

Скв. 2 на Еллей-Игайской площади прошла по породам палеозоя 1500 м. Разрез представлен известняками органогенными серыми и темно-серыми, тонкозернистыми, местами перекристаллизованными, разбитыми сетью беспорядочно ориентированных трещин, залеченных кальцитом, иногда полых, с примазками битума. Во вскрытом разрезе присутствуют пластовые тела спилитов мощностью до 20 м. Слоистость массивная, в отдельных интервалах зафиксирован угол падения до 50°. Возраст известняков — средний девон.

На Водораздельной площади скв. 2 вскрыла переслаивание черных глинистых известняков с массивными темно-серыми известняками. Угол падения их по керну 60°. В известняках (инт. 3094—3100 м) Н. Б. Мироновой обнаружены кораллы, которые характеризуют стратиграфический интервал от позднего ландовери до венлока включительно.

Карбонатно-терригенная формация окраинной зоны срединного массива вскрыта многочисленными скважинами на Нижнетабаганской, Калиновой и Лугинецкой площадях. Наиболее полный разрез средне-верхнедевонской части этой формации вскрыт Лугинецкой параметрической скв. 170: известняк фораминиферовый, интенсивно мраморизованный (2565,3—2568,3 м); известняк мелкозернистый, трещиноватый с битумом и остатками фораминифер (2631,1—2789,1 м); известняк мелкозернистый, частично перекристаллизованный, с фауной фораминифер с многочисленными трещинками, заполненными кальцитом (3003—3056,4 м); известняк с фауной фораминифер сечется трещинами с кальцитом, обогащен сапропелевой органикой (3303—3307,1 м; 3447—3452 м; 3537—3530 м).

В известняках палеонтологами ИГиГ СО АН СССР (В. Н. Дубатолов, О. В. Юферев, О. И. Богуш, В. Г. Хромых, Л. И. Шешечова, М. М. Заславская, Т. А. Москаленко) были определены многочисленные формы фораминифер, хитинозой, акритархий, строматопор, табулят, ко-

нодонт. По этим данным разрез можно расчленить на средний девон (3416,5—4003,3 м); переходную по возрасту толщу средний — поздний девон (3172,8—3307,1 м) и поздний девон, вероятно, франский ярус (2496,9—3056,4 м). В толщах известняков отмечены прослои эфузивов основного состава.

Терригенная красноцветно-пестроцветная позднепалеозойскаяprotoорогенная формация вскрыта скважинами на Никольской площади. Скважинами 1, 3 вскрыты соответственно в интервалах 2649—2716 м, 2718—2765 м пестрые по окраске аргиллиты с прослойми известняков. Аргиллиты сидеритизированные, основная масса представлена глинистым материалом каолинит-гидрослюдистого состава, обогащенным органическим веществом в виде точечных включений, реже волокон. В отдельных прослоях алевритовый материал состоит на 15% из зерен кварца. Известняк доломитизированный микрокристаллический, с массой раковин и их обломков. Более крупные створки раковин доломитизированы или выполнены чистым кальцитом, иногда крупнокристаллическим. Возраст толщи по фаунистическим остаткам средний — поздний карбон.

Терригенно-угленосная позднепалеозойская protoорогенная формация имеет локальное распространение; формацию слагают сероцветные песчаники со значительным количеством углефицированных остатков. В Вартовской скв. 335 (интервале 2603,0—2750,6 м) вскрыты серые крупно- и среднезернистые песчаники, состоящие из обломков кварца, кремнистых, эфузивных и карбонатных пород, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев. Цемент карбонатный, реже хлоритовый и гидрослюдистый. В обломках много обуглившегося растительного детрита. Спорово-пыльцевой комплекс, найденный в аргиллитах (инт. 2768—2772,1 м), Г. В. Мусиной определен среднекарбоновым — пермским. Таким образом, толщу из серых и темно-серых, часто углистых песчаников, алевролитов и аргиллитов в целом по имеющимся данным следует рассматривать как средний карбон — пермь. Породы интенсивно дислокированы, но процессами вторичных изменений почти не затронуты. Отмечается только в значительной степени карбонатизация. В интервале 2768—2799 м содержание органического вещества на породу 1,29%. Проведенный анализ катагенеза органического вещества углехимическим методом и по показателю преломления концентратов показал, что оно находится на жирной стадии [42]. Вартовская скв. 335 вскрыла эти комплексы на глубину 193 м. В Колпашевских скважинах 2, 3 на метаморфических породах верхнего девона (подтверждено наличием спорово-пыльцевого комплекса) залегают аргиллиты, углистые алевролиты с бедным спорово-пыльцевым комплексом пермо-триаса (по определениям С. А. Климко).

Липаритовая позднепалеозойская protoорогенная формация на поверхности доюрского фундамента развита довольно широко. Распространена она в виде обширных полей покровного типа, вулканических построек и часто пространственно связана с интрузиями кислого состава. Территориально и по возрасту ее можно разделить на две группы. Одна встречена скважинами глубокого бурения в Тарско-Муромцевском междуречье. Так, в Чебурлинских скважинах (1, 2, 3, 4, 5), которые образуют профиль длиной около 15 км, встречены альбитофирры, андезитовые порфириты, кварцевые кератофирры (максимально вскрытая мощность их 87 км, скв. 2). Возраст формации, вероятно, пермский, судя по соотношению таких же толщ кислых эфузивов в Викуловской скв. 2 (инт. 2098—2370 м) с подстилающими их терригенными отложениями, охарактеризованными спорово-пыльцевым комплексом

пермо-карбонового возраста. В Викуловской скв. 1 возраст аналогичной толщи, определенный калий-argonовым методом по породе в целом, также указывает на пермо-карбоновый возраст (282 ± 25 млн. лет).

Кислые эфузивы, вероятно более молодого возраста, встречены скважинами в Васюганском Приобье, на Инкинской, Шудельской, Овражной, Тунгольской, Линейной, Тайжинской, Киев-Еганской, Чуэльской, Квензорской, Шингинской, Моисеевской, Восточно-Моисеевской, Южно-Моисеевской, Шахматной и многих других площадях. В этих районах распространены серые, розовато-серые липариты, кварцевые липариты, фельзиты, кварцевые кератофиры, фельзит-порфиры с включением ксенолитов основного состава, туфы, туфоконгломераты. Породы подверглись значительным пневматолитовым и гидротермальным изменениям. Кварц, полевые шпаты не изменены и имеют свежий вид. Большой интерес представляют образования липаритов, вскрытые на Моисеевской, Восточно-Моисеевской и Южно-Моисеевской площадях. В этом районе всеми скважинами вскрыты липаритовые порфиры с хорошо выраженными следами течения и содержащие ксенолиты лав основного состава. По всей вероятности, здесь встречен вулканический купол (экструзив) площадью около 30 тыс. км² и высотой около 200—500 м. В Шахматной скв. 2, вероятно, вскрыта краевая часть этого тела, где кварцевые липариты ложатся на толщу известняков с фауной позднего девона — раннего карбона. Пачка вулканогенно-осадочных пород мощностью 8 м, несомненно относящихся кprotoорогенной группе формаций, вскрыта Барабинской опорной скважиной в интервале 2215—2223 м. Здесь на коре выветривания дислоцированных осадочно-вулканогенных толщ нижнего-среднего девона залегают туфогенные песчаники зеленовато-серые неравномернозернистые, туффиты с прослоями алевролитов и аргиллитов, в верхней части с единичными прослоями угля. Выше идут фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, которые перекрываются зеленовато-серыми туффитами с прослоями аргиллитов и угля. Туфы почти нацело состоят из обломков кварца и кварцевых порфиров. В одном из образцов угля Т. И. Осько были найдены остатки пыльцы и спор условно датируемые ранней юрой.

Базальтовая триасовая формация довольно широко развита в центральной части Западно-Сибирской плиты; она представлена двумя разновидностями: рифтовым комплексом и вулканитами, слагающими крупные отрицательные структуры фундамента.

Наиболее полный разрез (1374 м) рифтового комплекса, представленного чередующимися базальтами, габбродиабазами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, вскрыла Никольская параметрическая скв. 1. Мощность пачек осадочных пород изменяется от 40 до 200 м; базальтовые тела, как правило, небольшой мощности (5—10 м).

В песчано-глинистых породах имеются прослои с большим количеством растительного детрита. Породы характеризуются слабой литификацией и близким к горизонтальному залеганием.

Саймовская параметрическая скважина прошла по породам рифта 482 м. Представлен он здесь переслаивающимися лавами, лавобрекциями, туфами и пластовыми интрузиями основного состава. Мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 5 до 50 м, изредка 100 м. Потоки разделены пластами туфов, мощность 3—35 м. Мощность пластовых интрузий изменяется от 30 до 100 м и с глубиной заметно возрастает. Лавовые тела представлены диабазовыми, базальтовыми порфиритами, долеритами, брекчиями порфиритов. Порфириты характеризуются миндалекаменной текстурой. Они занимают до 35% объема породы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и пироксе-

ном, реже оливином. Туфы в основном средние и мелкообломочные, кристаллокластические, пепловые. Пластовые интрузии характеризуются крупноравномернокристаллической долеритовой или офитовой структурой, плотной массивной текстурой. Представлены они долеритами, оливиновыми базальтами. На Александровской и Иглской площадях скважины на глубину около 100 м вскрыли миндалекаменные порфиры, пироксеновые и оливиновые долериты, витрокластические туфы и другие разновидности пород оливин-базальтового состава. Кроме того, на Иглской площади верхняя часть разреза представлена туффитами с примесью пеплового материала. Туфы состоят из угловатой и линзовидной формы обломков очень пузыристой лавы. По всем породам прошли интенсивные процессы гидротермального изменения, которые в большинстве случаев полностью изменили минеральный химический состав, оставив только форму исходных пород. Гидротермальные растворы были насыщены большим количеством газов CO_2 , H_2 , Cl и др. Сильно развитая карбонатизация, альбитизация, окварцевание, хлоритизация, серicitизация, оталькование указывают на значительный принос гидротермами Mg , Ca , Fe , Al , что характерно для щелочных магм рифтовых зон.

Базальтовая формация триаса, выполняющая отрицательные структуры, встречена Крапивинской скв. 195. Здесь (2950—3030 м) вскрыты миндалекаменные базальты.

Можанская скв. 1 в интервале 2951—2990 м вскрыла конга-диабазы не измененные вторичными процессами.

Несколько обособленным районом Центрально-Западносибирского региона является северо-западная его часть. Здесь в скважинах на Кальмановской, Ай-Торской, Лорбинской, Каменной и Декабрьской площадях вскрыты слюдяные, кремнисто-серicitовые, хлорит-глинистые, серicitовые, кремнисто-углистые, кремнисто-кварцитовые сланцы с расланцованными и метаморфизованными конгломератами и гравелитами. Эти породы, вероятно, следует отнести к глинисто-кремнистой формации, возраст которой, очевидно, докембрийский.

Интрузивные породы представлены темно-серыми биотитовыми гранитами (Каменские скв. 8, 11, 12, 16, 17, 33, 34, 40). Эффузивные породы состоят из пироксеновых порfirитов, рассланцованных габбродиабазов, диабазов и порfirитов, где темноцветные минералы почти полностью замещены актинолитом (Верхнеляминская скв. 5).

Эпигеосинклинальные образования здесь представлены карбонатной формацией. Известняки вскрыты во Фроловской скв. 1 в интервале 3404—3156 м. По остаткам фораминифер они имеют среднедевонский возраст [3, 4]. Вероятно, в наиболее прогнутых частях владин и прогибов будет развита терригенная формация верхнего палеозоя, о чем свидетельствуют данные сейморазведки.

На территории Центрально-Западносибирского региона по скважинам зафиксировано значительное количество интрузивных образований разнообразного состава. Наиболее крупным гранитоидным массивом в пределах доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты является Межовский. Массив вскрыт значительным количеством разведочных и поисковых скважин. К зоне дезинтеграции гранитоидного массива приурочены скопления газа углеводородного и углекислого состава. Многочисленными скважинами на Межовской, Веселовской и единичными на Бергульской, Ургульской, Братской и Тартасской площадях встречены граниты серые, светло-серые, розовые, средне- и крупнокристаллические, биотитовые и биотит-роговообманковые, в значительной степени катализированные, иногда с образованием гранитогнейсов.

Проведенные исследования показывают, что массив сформировался в несколько магматических фаз. Так, возраст по биотиту биотит-рого-обманкового гранита из скв. 4 Межовской площади равен 937 млн. лет (лаборатория СНИИГГиМС). Большинство же определений возраста по гранитам из других скважин указывает на позднепалеозойский возраст (Межовская скв. 3 инт. 2308—2322 м — 202 млн. лет; возраст биотита из гранита, вскрытого скв. 2 Межовской площади равен 250—251 млн. лет). На единство массива, вскрываемого скважинами на названных площадях, указывает интенсивный единый минимум напряженности гравитационного поля. В магнитном поле он не имеет четкого отображения и в целом характеризуется различными по значениям и морфологией аномалиями. Таким образом, в этом районе расположен очень крупный (45×75 км) гранитоидный батолит разнообразный как по составу, так и по возрасту.

Назинский, Ларломкинский, Сенькинский и Тибинакский массивы вскрыты скважинами глубокого бурения на одноименных разведочных площадях. Тела этих массивов сложены гранитами биотитовыми, биотит-рого-обманковыми, двуслюдяными, лейкократовыми и, реже, гранодиоритами. Для них характерно относительно пониженное гравитационное поле и в целом положительное магнитное. Тибинакский массив не имеет выражения в гравитационном поле, но находит четкое отражение в магнитном, как положительная аномалия.

Салымский массив, сложенный порфировым гранитом, вскрыт скв. 1. Возраст гранитоида 360 млн. лет [4]. В гравитационном поле массив отражается относительно пониженными значениями силы тяжести, в магнитном — не имеет четкого отражения. Размеры гранитоида по аномалии гравитационного поля 45×22 км.

Нарымский массив сложен кварцевыми диоритами, иногда катализированными (Нарымская скв. 1). Породы имеют зеленовато-серый цвет, среднекристаллическое строение, секутся многочисленными тонкими трещинками, выполнеными кальцитом. Возраст кварцевого диорита из скв. 1 Нарымской площади 633 млн. лет, из скв. 1 Парабельской площади $924,5 \pm 86,5$ млн. лет. Массивы кварцодержащих диоритов встречены скважинами на Песчано-Дубровской площади (скв. 2, инт. 1384—1416 м — порфировидный биотит-авгитовый диорит), Западно-Колпашевской (скв. 1, инт. 2568—2582 м — рого-обманково-биотитовый диорит, возраст 288 млн. лет по данным лаборатории СНИИГГиМС) Ломовой площади (скв. 200, инт. 2913—2921 м) и некоторых других. Эти тела в разной степени находят отражение в гравитационных полях, в зависимости от их размеров и состава. Одни массивы (Песчано-Дубровинский, Нарымский и др.) характеризуются относительно пониженными полями силы тяжести, что указывает на их более кислый состав и их большие размеры, другие находят отражение только в магнитных полях (например, Тибинакский массив).

Среди тел основного состава значительным распространением пользуются мелкие гипабиссальные интрузии долеритов, диабазов, конгидиабазов, микродиабазов, габродиабазов. Встречены эти породы на Верхтарской и Малоичской площадях, где они залегают среди фаунистически охарактеризованных карбонатных толщ среднего — верхнего девона, на Татарской площади среди глинистых сланцев. Это породы с офитовой, микродиабазовой, иногда габбровой структурой, состоящие из основного плагиоклаза, авгита, кальцита, магнетита, оливина, биотита, хлорита. Авгит часто замещен кальцитом, хлоритом, эпидотом и лейкоксеном.

Гипербазиты вскрыты в весьма ограниченных пунктах. На Ипатовской площади скв. 3 на глубине 1385 м вошла в апогарцбургитовый серпентинит, постепенно переходящий в серпентинизированный гарцбургит. На Фестивальной площади в скв. 252 (инт. 3063—3100 м) и 255 (инт. 3250—3305 м) также вскрыты апогарцбургитовые серпентиниты темно-зеленого цвета с трещинами, выполненные кальцитом. Серпентиниты также вскрыты на Нововасильевской, Пимской, Усть-Балыкской, Мало-Балыкской и Сургутской площадях. Эти ультраосновные породы, как правило, имеют четкое отражение в магнитном поле в виде линейно-вытянутых цепочек интенсивных положительных аномалий, расположенных в градиентной зоне гравитационного поля.

Приуральский регион. Описанию вещественного состава пород доюрского фундамента региона посвящено много работ. Особенно детально освещены хорошо разбуренные нефтеносные районы Шамисский и Березовский [4, 11].

Глинисто-кремнистая геосинклинальная формация состоит из глинистых, терригенных и глинисто-терригенных пород с большим количеством кварцодержащих минералов и подчиненным содержанием эфузивного материала. Процессами регионального метаморфизма и интенсивной складчатости породы превращены в глинисто-кремнистые, кварц-серicitовые, слюдистые, кварц-слюдистые, углисто-кварцевые, графит-кремнистые сланцы, порфироиды, кварциты, мраморы, гнейсы, гранитогнейсы и мигматиты. Для них характерна ассоциация минералов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Судя по данным изотопной датировки, сравнительному анализу степени метаморфизма и петрографическому составу, формирование пород соответствует двум интервалам времени — позднему протерозою — раннему палеозою и среднему палеозою [4]. Данные метаморфические породы слагают центральные части антиклиниориев. Они вскрыты многочисленными скважинами на Березовской, Чуэльской, Шаховской, Салехард-Яр-Салинской, Пословской, Лот-Пансинской, Кургельской, Ванзеватской и многих других площадях.

Глинисто-флишоидную геосинклинальную формацию образуют глинисто-песчаные породы с преобладанием аргиллитов. В ряде случаев в значительном количестве содержатся туфы, туффиты, туфогенные песчаники, прослои эфузивов и известняков. Процессами регионального метаморфизма породы превращены в филлиты, зеленые сланцы местами до кристаллических сланцев.

Данные образования по возрасту относятся к ордовику, ордовик-силуре и силуру.

На юге Приуральского региона к ордовикским отложениям отнесены филлитовые, углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы, кварциты, кварцевые и аркозовые песчаники и алевролиты с прослойями глинистых известняков, вскрытые скважинами на Западном борту Тургайского прогиба. Их отнесение к ордовику основано на сравнении с аналогичными породами горного обрамления Урала. Встречены они на Ялбыньской, Тетеревской, Мартымынской, Сотэ-Юганской и других площадях.

Силурийские образования, вскрытые скважинами на Сартынинской площади, представлены глинисто-углистыми, хлоритовыми и амфиболовыми сланцами, эфузивами основного и среднего состава, мраморами.

Вулканогенная и вулканогенно-осадочная геосинклинальные формации нижнего — среднего палеозоя сложены порfirитами, диабазами, базальтовыми и андезитовыми порfirитами, туфами, кремнистыми сланцами, известняками с прослойями доломитов и известково-глини-

стых сланцев. Эффузивные породы нижнего палеозоя превращены в зеленые сланцы, иногда в амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Наибольшим развитием пользуются образования ордовикско-силурийские, силур-девонские и девонские, меньшим раннекарбоновые. Мощности вулканитов достигают нескольких тысяч метров.

Широкое распространение, особенно в северной части Приуральского региона, имеют образования, условно датируемые поздним силуром — ранним девоном. Преобладающими породами в этом комплексе по данным Н. Б. Малютина, являются эффузивы разного состава и их туфы; меньшее развитие имеют глинистые сланцы и известняки.

В Приуральском регионе отложения среднего — верхнего девона встречены несколькими скважинами на Сысконсынинской, Таёжной и Шаймской площадях. К ним относятся эффузивы среднего и основного состава и их туфы, туфопесчаники, туфобрекции, туфолавы, туффиты, известняки, глинисто-кремнистые, кремнистые, карбонатные сланцы, вскрытые скважинами в Шаймском районе на Трехозерной, Окуневской, Тетеревской, Средне-Мулыминской, Мартымынской, Медведевской площадях, где встречены диабазовые порфириты и габбро-диабазовые (возраст 375—370 млн. лет), Тутлеймской, где вскрыты диабазы, плагиоклазовые порфириты, спилиты, туфобрекции, туфы (возраст диабазовых порфиритов из скв. 45 и 44 соответственно 410 и 392 млн. лет) [4, 23]. На Игримской, Сысконсынинской и Ахтын-Турской площадях, кроме эффузивных и туфогенных пород, встречены полосчатые пестроокрашенные яшмы и яшмовидные сланцы с остатками радиолярий, среди которых Р. Х. Липман определила: *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Cenollipsis* sp., *Doryhaera* sp., *Druppula* sp., *Strylosphaera* sp., *Xiphostylus* sp. (Ахтан-Турская скв. 201, инт. 1714,3—1718,3 м). Породы аналогичных формаций девонского возраста встречены на Шухтунгорской, Ханзалинской, Горной, Озерной, Кислорской, Шеркалинской, Алешинской, Большекаменной, Мулымынской, Даниловской и других площадях.

Верхнедевонские отложения выделены только по аналогии в структурах, простирающихся в пределы плиты с обрамления. Девонские отложения вскрыты скважинами также в Ляпинском и Щучинском синклиниориях, где они представлены в основном вулканитами среднего и основного состава с прослоями туфов, туффитов, песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, известняков.

Отложения каменноугольной системы наиболее полно изучены на юге, в Тургайском прогибе, где они вскрыты большим количеством скважин. Отложения нижнего карбона очень изменчивы по составу; западная зона прогиба характеризуется широким развитием вулканогенных образований среднего состава, восточная — сложена преимущественно карбонатными отложениями. Турнейские отложения представлены известняками, алевролитами и песчаниками. Визейские и намюрские образования существенно различны по своему составу в западной и восточной частях прогиба. В восточной зоне они представлены в основном известняками с большим количеством остатков криноидей, брахиопод и кораллов, реже — прослоями песчаников, глинистых известняков, туфопесчаников. В западной зоне только нижняя часть визейского яруса сложена карбонатно-глинистыми породами, тогда как верхняя часть визе и намюрский ярус слагают эффузивные и эффузивно-осадочные образования, выделяемые в валерьяновскую свиту.

Группаprotoорогенных формаций в Приуральском регионе представлена вулканогенно-осадочной (андезитовой), карбонатной, карбо-

натно-сульфатоносной, грубообломочной (молассовой) и липарит-базальтовой формациями.

Анdezитовая формация на доюрской поверхности фундамента плиты широко развита в зоне сочленения Урала и Казахстана.

Эта формация вскрыта скважинами на ряде площадей: Новонежинской, Заводоуковской, Покровской и на Кустанайском опорном профиле. Так, скважинами на Заводоуковской и Покровской площадях встречена эфузивно-осадочная толща андезитовых, кварцевых и диабазовых порфиритов, их туфов, чередующихся с аргиллитами, алевролитами и редкими прослойями доломитизированного органогенного известняка. В прослое известняка (Заводоуковская скв. 3, глубина 1288 м) Н. С. Лебедевой были обнаружены фораминиферы девонского облика. Скв. 115 Новонежинской площади прошла по толще переслаивающихся туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, туфов, туфолов, туфобрекчий с прослойями дацитовых и диабазовых порфиритов. Породы окрашены в зеленовато-серые и темно-коричневые тона. Вскрытая мощность толщи 835 м. На кустанайском опорном профиле эта толща андезит-базальтовых порфиритов, лавовых брекчий и туфов с прослойями вулканомиктовых песчаников, гравелитов, доломитов, доломитизированных известняков вскрыта скважинами 2, 38, 20, 8 и др. Детальные петрографические исследования толщи показали, что породы подвержены значительным вторичным изменениям и находятся на стадии глубокого эпигенеза или даже начального метагенеза. Породы дислоцированы. Возраст толщи по фаунистическим остаткам — ранний — средний девон.

Карбонатно-сульфатная формация выявлена только в пределах Тургайского прогиба. По разрезам многочисленных скважин Новонежинской площади формация сложена толщей доломитов с прослойми туфов, изредка известняков, алевролитов и песчаников. Породы сильно трещиноваты, трещины выполнены гипсом и ангидритом. Последние иногда образуют прослои мощностью до 30 см. Доломиты мелко- и среднезернистые, буровато-серые и зеленовато-серые. В доломитах содержится примесь терригенного материала, представленного зернами полевого шпата, кварца, обломками эфузивных пород. В доломитах имеются микробитумопроявления. Туфы основного состава сильно загипсованы. Известняки скрытокристаллические. Трещины в них заполнены гипсом, а отдельные прослои пиритизированы. Прослои терригенных пород представлены алевролитами и песчаниками полимиктового состава мощностью до 0,5 м. Аналогичный разрез вскрыт и на Щербаковской площади Кустанайского опорного профиля. Здесь в разрезе наряду с доломитами и известняками имеются прослои аргиллитов и мергелей. Песчаники и алевролиты имеют подчиненное значение. По комплексу фораминифер возраст органогенных известняков датируется как фаменский. Мощность толщи изменяется от 300 до 500 м. К этой же формации следует отнести и нижнюю карбонатно-ангидритовую толщу нижней части турнейского яруса. Она представлена переслаиванием известняков, доломитов, ангидритов с прослойми песчаников; мощность ее около 100 м. В западной части Кустанайского опорного профиля формация состоит из переслаивания доломитов, доломитизированных известняков, песчаников, алевролитов с редкими прослойми гравелитов. Мощность толщи порядка 180 м. Возраст ее по комплексу фораминифер и брахиопод отвечает нижней части турнейского яруса. Итак, к этой формации отнесена толща красноцветных сульфатизированных осадков мощностью порядка 900 м в западной части рассматриваемого района

и около 600 м в ее восточной части. Возраст формации фаменский ярус — нижняя часть турнейского яруса.

К этой же формации следует отнести породы верхневизейского и намюрского ярусов. Фациально толща неустойчива как по вертикальному строению, так и по латерали. Значительное место в строении формации занимают разнообразные терригенные породы, вскрытые многочисленными скважинами на Новонежинской площади и западной части Кустанайского опорного профиля. Они представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, темно-коричневого и фиолетового цветов и туфогенными глинистыми известняками, реже рифогенными известняками, доломитами и доломитизированными известняками. Мощность толщи от 300 до 700 м. Возраст ее по фораминиферам, брахиоподам и одиночным кораллам отвечает верхней части визейского яруса. Выше залегает карбонатно-терригенная осадочная толща намюра, где нижняя часть представлена также переслаиванием известняков, известковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Заканчивается разрез в этом районе толщей вулканогенных пород с прослойми туфов, туффитов, песчаников, органогенных известняков с телами и пластами андезито-базальтовых порфиритов, лавами и лавобрекчиями андезитового состава. Мощность около 1000 м. В восточном направлении большую часть разреза занимают карбонатные образования, в значительной степени глинистые, с прослойми сцементированных песчаников, алевролитов, карбонатных брекчий, конгломератов и ангидритов. Выше по разрезу развиты органогенные известняки, переслаивающиеся с туфогенными, глинистыми известняками, с прослойми рифогенных известняков, аргиллитов, туфогенных песчаников и оолитовых известняков. Заканчивается разрез известняками и неритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в значительной мере загипсованными и переходящими выше по разрезу в косослоистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты темно-коричневого и вишневого цвета с прослойми гипсов, ангидритов и туфов среднего состава. Мощность этой части разреза изменяется от 700 до 1000 м. В известняках находится большое количество фораминифер, брахиопод и кораллов.

Следует отметить, что в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты это единственный район, где найдены образования эвапоритового генезиса.

Карбонатная формация наиболее детально изучена в северной части Кустанайской области, на Новонежинской площади и Кустанайском опорном профиле. Многочисленными скважинами картировочного и глубокого бурения вскрыты органогенные известняки от светло- до темно-серых, нередко доломитизированные и окремненные, с прослойми рифогенных известняков. В восточной части рассматриваемого района отмечены прослои и горизонты аргиллитов известковистых, черных и темносерых, алевролитов и песчаников. В западной части карбонатная формация в значительном количестве содержит прослои вулканомиктовых песчаников, туфов, туффитов, андезитовых порфиритов и изредка гравелитов. По многочисленным фаунистическим остаткам возраст отложений ранний карбон (турнейский ярус и нижняя часть визейского яруса). Мощность отложений формации от 640 до 1100 м.

Грубообломочная (молассовая) формация встречена скважинами на Новонежинской площади, Кустанайском опорном профиле и Косолаповской параметрической скважиной. Сложена формация в нижней части грубообломочными породами: гравелитами, алевролитами, туффитами, песчаниками, выше по разрезу с прослойми и пачками органогенных известняков, доломитов, доломитизированных известняков, а так-

же мергелей, вулканомиктовых песчаников. В известняках обнаружена фауна фораминифер, брахиопод и кораллов, указывающая на франский возраст вмещающих их толщ. Заканчивается формация конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Конгломераты и гравелиты состоят из хорошо окатанных галек и валунов туфов, альбитофиров, железистых алевролитов. Песчаники полимиктовые разнозернистые, состоят в основном из обломков кварца и кремнистых пород. Алевролиты в значительной степени ожелезнены. В целом формация имеет бурую и темно-бурую окраску с фиолетовыми оттенками. Верхняя часть в разной степени загипсована. Так, в скважинах на Новонежинском участке верхняя часть разбита трещинками, которые выполнены кальцитом и гипсом. В пределах Лесной площади этот разрез в значительной мере загипсован, вплоть до маломощных прослоев гипса и ангидрита. Мощность формации, вероятно, около 2000 м. По аналогии с толщами, развитыми в пределах Тенизской впадины, и комплексом фауны, встреченной в скважинах 30, 31 Лесной площади и Косолаповской параметрической, возраст ее средний — поздний девон (живетский, франский и нижняя часть фаменского ярусов).

К верхнему палеозою (средний — верхний карбон — пермь) следует отнести толщи пестроцветных пород, состоящих из конгломератов, гравелитов, песчаников с телами андезитобазальтовых порфириров, диоритов, а также алевролитов и аргиллитов с прослойями туфов и туфолов, вскрытые целым рядом скважин как на Новонежинской площади, так и на Кустанайском опорном профиле. Мощность их колеблется в широких пределах и достигает 1600 м (скв. 37 Кустанайский профиль).

Отложения моласс вскрыты скважинами на Убинской, Мулыминской, Горной, Комсомольской и Яхлинской площадях. На Яхлинской площади в известняках скв. 8 О. И. Богуш и О. В. Юферев определили фораминиферы: *Omphaloris ex gr. omphalo* (Raus. et Reite.), *Mediocrus sp.*, *Eostaffella augusta* Kirz., *E. ex gr. mesguensis viss* и ряд форм из рода *Dovella*, которые дают основания отнести их по возрасту к башкирскому ярусу среднего карбона.

Предлагается, что нерасчлененные отложения средне-верхнего карбона — перми развиты в Щучинском, Ляпинском и Тагильском синклиниориях.

Липарит-базальтовая формация довольно широко развита в Приуральской части доюрского фундамента. Она является наиболее молодой по возрасту — триасовой. Эта формация вскрыта целым рядом картировочных скважин на Уйском, Дуванкульском, Еткульском профилях и скважинами на отдельных площадях: Заводоуковской 7, Покровскими 3, 7, 8, 11, 12, Тюменской, Ярской (Тюменская область), Усть-Ляпинской 150, Шеркалинской 136, 139 и др. Сложена формация переслаивающейся толщей из терригенных красноцветных пород (алевролитов, песчаников, аргиллитов, углистых аргиллитов), туфов и туфлитов миндалекаменных базальтов и оливиновых базальтов, липаритовых и дацитовых, микрокристаллических с прослойями конга-диабазов и оливиновых габбродиабазов. Так, Тюменская скв. 1 прошла по породам доюрского фундамента 527 м. Из них в интервале 1473,0—1505,0 м встречены базальты зеленовато-серые миндалекаменные (миндалены выполнены халцедоном и хлоритом); в интервале 1505,0—1512,5 м — переслаивание туфопесчаников, алевролитов, туфов, аргиллитов; в интервале 1512,5—1543,0 м — базальты оливиновые темно-серого цвета, афанитовые, миндалекаменные, в интервале 1543,0—1567,5 м переслаивание туфов основного состава, аргиллитов, песчаников, алевролитов; в интервале 1567,5—1717,0 м — базальт оливиновый темно-серый мелкокри-

сталлический, миндалекаменной текстуры (миндалины, выполнены кальцитом, халцедоном и кварцем); в интервале 1717,0—1852,5 м пересланвание алевролитов с туфами дакитовых порфириров, аргиллитов, туффитами, песчаниками; в интервале 1852,5—1996,0 м — базальт оливиновый средне- и мелкокристаллический темно-серый с зеленоватым оттенком.

Триасовые отложения подразделены на туринскую и челябинскую серию. В Челябинском грабене и в ряде других более мелких впадин-грабенах туринская серия определяется в объеме нижнего и среднего отделов, иногда от размыва сохраняется только нижний отдел. Серия подразделяется на две толщи: нижнюю — эфузивную (базальты и базальтовые порфиры) и верхнюю — эфузивно-терригенную, где покровы эфузивов чередуются примерно с равными по мощности пачками песчано-глинистых отложений и прослойями мелкогалечных конгломератов.

Отложения туринской серии вскрыты в вышеописанной Тюменской опорной скважине и Ярской скв. З-Р. Наиболее полный разрез был получен в Ярской скважине, но и в ней нижняя граница серии не была пересечена. В обеих скважинах разрез туринской серии представлен чередующимися покровами основных эфузивов, туфов, конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. На севере Приуральского района образования предположительно туринской серии вскрыты Усть-Ляпинской скв. 150, Шеркалинскими 136 и 139 и другими скважинами. Все они вскрыли основные эфузивы (базальты, диабазы, базальтовые порфиры).

Челябинская серия объединяет отложения среднего и верхнего триаса и рэт-лейаса, которые залегают в основном в небольших впадинах-грабенах.

В Приуральском регионе она представлена терригенными угленосными отложениями.

Интузивные породы весьма широко распространены в фундаменте данного района. Кислые породы распространены наиболее широко. По данным интерпретации геофизических полей совместно с результатами бурения крупные гранитоидные батолиты достигают по площади 2000 км². Широким развитием пользуются биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые и двуслюдянные граниты с аляскитовыми и лейкоократовыми разностями. Они слагают целый ряд массивов.

Красногвардейский массив находится в пределах Камышловского поднятия на границе с Алапаевским прогибом. Сложен он нормальными гранитами с аляскитовыми и лейкоократовыми разностями, гранитогнейсами и кварцевыми диоритами с набором промежуточных и гибридных пород. Гнейсы широко развиты в центральной части и периферии массива.

Улугушский массив сложен разновозрастными биотитовыми роговообманково-биотитовыми гранитами, адамеллитами и целым рядом пород гранитоидного состава.

Смоленский массив вскрыт скважинами на Басмановской (скв. 1, 4) и Буткинской (скв. 4) площадях. Сложен он среднекристаллическими биотитовыми гранитами, прорывающими различные сланцы от ордовика до нижнего карбона.

Гришинский массив сложен гнейс-роговообманково-биотитовыми (Ахимская скв. 1), двуслюдянными микроклиновыми (Гришинская скв. 8, 10) гранитами, биотитовыми гнейсами (Гришинская 9). Площадь массива около 2000 км² с учетом данных геофизических полей.

Шаимский массив вскрыт многочисленными скважинами на Мартынинской, Тетеревской, Шаимской, Мулымьинской площадях. Состоит из биотит-мусковитовых и порфировых гранитов, гранодиоритов и аляскитов. Площадь массива около 1000 км² с учетом данных геофизических полей.

Пунгинский массив сложен в основном роговообманковыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Площадь массива около 200 км².

Березовский массив представляет собой наиболее пестрый по составу гранитоид. Он вскрыт многочисленными скважинами на Березовской, Деминской, Алясовской, Устремской, Маяхт-Асской, Патрах-Асской и других площадях. Массив сложен биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами, гранитогнейсами и гнейсами, гранодиоритами и их жильными фациями. Возраст гранитоида по изотопной датировке и сопоставлению с гранитогнейсовым комплексом Восточного Урала соответствует докембрию. Массив в значительной мере регенерирован магматическими процессами в среднем палеозое. Площадь массива более 2000 км².

Биотитовые, биотит-роговообманковые и двуслюдянные граниты, сопровождающиеся жильными сериями, включающие пегматиты, гранит-порфиры, аплиты, встречены скважинами и на других площадях: Пашинской, Тугиянской, Шоганской, Лахсинской и т. д.

В Приуральской части плиты, кроме кислых, весьма широко распространены ультраосновные интрузии: дуниты, аподунитовые серпентиниты (Сартыньинские 152, 153, 154), пироксениты, верлиты, гарцибургиты, аповерлитовые, апогарцибургитовые, апоперидотитовые серпентиниты (Владимировская скв. 1, Карабашская 5, Южно-Таежная 9, Перегребнинская 125, Карабашская 1, Луговская 1 и др.).

Основные породы представлены габбро (Пунгинская 287), габброноритами (Азовы-Мужи 3, Сев. Казымская 175), габбро уралитизированными (Сотэ-Юганская 359, Нарыкарская 121), габбро роговообманковыми (Мало-Деминская 14, Асмановская 102, Сев. Казымская 185), габбро кварцодержащими и габбро-диоритами (Казымская 186, Мало-Деминская 29). Весьма подробно петрологические особенности интрузивных пород Приуральской зоны плиты рассмотрены в работе Б. С. Погорелова [23]. Проведенный сравнительный анализ пород, вскрытых скважинами картировочного, поискового, разведочного и параметрического бурения, показывает, что поверхность доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты подразделяется на регионы, характеризующиеся распространением тех или иных разностей пород, слагающих геосинклинальные, прото- и дейтероогенные и платформенные группы формаций, которые соответствуют определенным тектоническим зонам. Так, погруженная часть Уральской складчатой системы, как и Уральское горное сооружение, сложена ранне-среднепалеозойскими терригенными, терригенно-углистыми, терригенно-карбонатными, карбонатными, разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными, глинисто-кремнистыми образованиями, прорванными крупными гранитными батолитами, интрузивными телами основного и ультраосновного состава, составляющими целые пояса. Верхнепалеозойские существенно грубообломочные отложения имеют незначительное развитие и только в синклиниориях. Они соответствуют времени инверсии Уральской геосинклинали.

В пределах погруженной части Центрально-Казахстанской складчатой системы широким распространением пользуются позднепротерозийские и раннепалеозойские зеленые сланцы, возникшие в результате регионального метаморфизма вулканогенных и вулканогенно-осадочных

пород ордовика и силура, а также гнейсы, гранитогнейсы, кварциты, мраморы и порфириты докембра и раннего палеозоя, крупные гранитные батолиты и интрузивные тела базитов и гипербазитов. На этой территории распространены вулканогенные, карбонатные, грубообломочные молассовые, континентальные, прибрежно-континентальные сульфатоносные формации среднего — верхнего палеозоя.

Северо-восточная часть погруженных под мезозоем Казахстанских структур сложена метаморфизованными породами терригенно-вулканогенных формаций нижнего — среднего палеозоя. Причем наблюдается зональность в чередовании вулканитов основного состава с терригенно-вулканогенными породами среднего и кислого состава. Простирание зон северо-западное. На этой территории также широкое распространение имеют гранитоиды, базиты и гипербазиты. Осадочные породы, в значительной мере измененные эпигенетическими процессами, залегают в виде узких зон северо-западного простирания.

Центрально-Западносибирский регион сложен флишоидной, карбонатной, карбонатно-терригенной и аспидной формациями. В целом — это территория развития различных сланцев низких стадий регионального метаморфизма, гранитных батолитов, кислого эфузивного магматизма и осадочных пород карбонатного состава. Возраст пород средний — поздний палеозой. Характерно небольшое развитие геосинклинальных формаций более древнего возраста.

Характерной чертой Приалатауского региона является широкое развитие на доюрской поверхности средне-верхнедевонских формаций, а также красноцветной и терригенной морской андезит-базальтовой формации нижнего — среднего девона с отдельными выходами карбонатно-эфузивных комплексов докембра и нижнего палеозоя и перекрытых во многих местах терригенными, карбонатно-терригенными, угленосными отложениями средне-верхнего палеозоя и раннего мезозоя.

Приенисейский регион сложен полуплатформенными осадочными формациями палеозоя и триаса. Группы формаций как по составу своему, так и по возрасту сопоставимы с формациями горных сооружений, выходящих на дневную поверхность в обрамлении плиты. В пределах плиты встречено все разнообразие осадочных, метаморфических и магматических пород.

Возраст пород, выходящих на доюрскую поверхность, по остаткам фауны, флоры и данным изотопного анализа охватывает интервал от позднего докембра до рэт-лейаса.

§ 2. МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Строение рельефа поверхности геосинклинальных комплексов, глубины их залегания давно привлекали внимание исследователей Западно-Сибирской плиты. Интерес к этой границе раздела земной коры закономерен, так как информация о ее строении, в комплексе с данными о глубинах залегания подошвы земной коры, дает возможность судить о мощности и типе консолидированной коры, направлении процессов ее развития, возрасте стабилизации фундамента. Прикладное значение данных о рельефе поверхности геосинклинальных комплексов имеет прямое отношение к нефтяной геологии, указывая на общую мощность слабоизмененных осадочных образований, а следовательно, на потенциальные ресурсы углеводородов. В комплексе с данными о глубинах залегания подошвы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, материалами бурения и возраста складчатости фундамента сведения

о глубинах и характере залегания геосинклинальных комплексов позволяют выяснить площади развития осадочных палеозойских бассейнов фундамента, их типы.

Первые сведения о глубинах залегания складчатых комплексов в пределах Западно-Сибирской плиты относятся к середине 50-х годов [26]. Особенности строения этой поверхности затем были рассмотрены Э. Э. Фотиади и В. С. Сурковым [43]. Несколько позже такого рода построения, но более детальные, были выполнены нами.

За последние годы получен новый обширный фактический материал, который во многом уточняет строение рельефа поверхности геосинклинальных комплексов. Этот материал в совокупности с прежней информацией послужил основой для составления новой крупномасштабной структурной карты этой поверхности. Вариант этой карты в масштабе 1 : 5 000 000 представлен в приложении 2.

Прежде чем перейти к описанию морфологии поверхности геосинклинальных комплексов, кратко остановимся на диагностических признаках геосинклинальных образований и генезисе рельефа поверхности геосинклинальных комплексов, так как эти вопросы имеют решающее значение для выяснения структурообразования в платформенном мезозайско-кайнозойском чехле и выявления в фундаменте слабоизмененных осадочных отложений, перспективных на нефть.

По сейсмическим данным, в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются два преломляющих горизонта [35]. Первый преломляющий горизонт «Ф» прослеживается повсеместно. Он имеет широкий диапазон изменения граничных скоростей от 4,9 до 6,4 км/с. На участках, где его граничные скорости равны и превышают 5,2 км/с, судя по данным бурения, он представляет собой поверхность геосинклинально-складчатых комплексов или, что то же самое,—поверхность складчатого фундамента. Анализ кернового материала глубоких скважин Западно-Сибирской, а также данные по Туранской и Скифской плитам и горно-складчатым областям СССР, показывают, что палеозойские геосинклинальные комплексы характеризуются сравнительно низкой степенью метаморфизма пород (пренит-пумпеллитовая и зеленосланцевая фации), в связи с чем эти образования характеризуются скоростями около 6 км/с (исключение составляют участки, где в разрезе палеозоя присутствуют карбонаты, скорости по поверхности которых могут превышать 6 км/с). Вторая преломляющая граница с граничной скоростью 6,3—6,4 км/с располагается на 3—8 км глубже верхнего преломляющего горизонта «Ф», но она прослеживается не повсеместно, а только на участках, где преломляющий горизонт «Ф» имеет значительно меньшие граничные скорости, чем 6,3—6,4 км/с. Природа этой преломляющей границы не ясна. На одних участках горизонт Φ_1 , очевидно, связан с поверхностью древних докембрийских комплексов, обладающих высокими стадиями метаморфизма. В этом случае он совпадает с древней структурной границей, залегающей в основании палеозойских межгорных прогибов и впадин. На других участках этот горизонт связан с основанием палеозойских многосинклиналей или характеризует границу раздела в метаморфических толщах.

Так, по данным ГСЗ вдоль широтного отрезка течения р. Оби между г. Ханты-Мансийском и с. Александрово, глубина преломляющего горизонта Φ_1 с граничной скоростью 6,2—6,4 км/с на 5—6 км больше, чем глубина поверхности доюрского фундамента. Некоторые исследователи до настоящего времени считают горизонт Φ_1 кровлей геосинклинальных комплексов, а толщу, залегающую между горизонтами, связывают со слабоизмененными осадочными образованиями палеозоя. Ана-

логичная ситуация наблюдается и в Обь-Иртышском междуречье, где также установлено широкое распространение двух преломляющих горизонтов, установленных площадными работами. Здесь геологами и геофизиками Новосибирского геологического управления толща пород между преломляющими горизонтами интерпретируется как палеозойский осадочный чехол [46]. Проведенное глубокое бурение на Салымской, Усть-Балыкской, Самотлорской, Сергеевской и многих других площадях подтвердило высказанное нами ранее предположение о геосинклинальной природе комплексов, залегающих ниже горизонта Φ . В данном случае преломляющий горизонт Φ_1 отражает фронт метаморфизма пород внутри геосинклинальных комплексов. Следовательно, на большей части плиты, как это показывают материалы глубоких скважин, преломляющий горизонт с граничной скоростью 5,2—6,0 км/с характеризует поверхность геосинклинальных комплексов. Горизонт Φ_1 с граничной скоростью 6,3—6,4 км/с характеризует фронт метаморфизма и только в отдельных случаях имеет структурно-тектоническую природу.

Для более точной диагностики зон развития геосинклинальных комплексов под отложениями платформенного чехла нами разработаны другие косвенные признаки, подробно описанные в главе I. Так например, геосинклинальные комплексы, представленные кремнистыми и глинистыми сланцами, интрудированными гранитоидами, характеризуются линейными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями, совпадающими в плане с линейными поднятиями современной поверхности фундамента. Для этих зон граничные скорости по поверхности фундамента, как правило, находятся в интервале 5,2—6 км/с.

Геосинклинальные комплексы, состоящие из карбонатных пород или сланцев глубокой степени метаморфизма, характеризуются преимущественно изометричными положительными гравитационными переменного знака магнитными аномалиями, положительными и отрицательными отметками современного рельефа фундамента. Для этих зон граничные скорости по поверхности фундамента, как правило, изменяются в пределах 5,6—6,5 км/с.

Таким образом, площади развития геосинклинальных пород в фундаменте Западно-Сибирской плиты с высокой степенью достоверности можно определить не только по данным бурения, но и на основании комплексного анализа геологических и геофизических материалов.

Для Западно-Сибирской плиты с ее гетерогенным преимущественно палеозойского возраста фундаментом кровля геосинклинальных комплексов (гранитно-метаморфический слой) также не является гомогенной. В одних случаях (синклиниории унаследованного типа) ее образуют палеозойские вулканогенно-осадочные образования основного состава с большим количеством интрузий основного и ультраосновного состава, в других (антиклиниории унаследованные и инверсионные) существенно кремнисто- и глинисто-сланцевые комплексы низких и средних фаций метаморфизма, в-третьих — кристаллические образования разного состава на участках докембрийской складчатости.

Морфология рельефа поверхности геосинклинальных комплексов на территории Западно-Сибирской плиты отражает преимущественно постумные унаследованные тектонические движения, протекавшие в мезозое и кайнозое, а на северо-востоке и востоке, по-видимому, и в палеозое. Расчлененность рельефа поверхности геосинклинальных комплексов в пределах герцинид (Центральная и Западная части) к началу мезозоя была невелика (100—200 м), тогда как наблюдаемые современные относительные превышения одних участков поверхности геосинклиналь-

ных комплексов над другими составляют многие сотни и даже тысячи метров.

Рельеф поверхности геосинклинальных комплексов, как известно, начинает формироваться еще в геосинклинальный период, а максимальная его расчлененность относится кprotoорогенной эпохе — периоду максимальной инверсии движений. На этапе молодой платформы при общем погружении территории плиты и начале формирования платформенного чехла структурные зоны складчатых систем продолжают в ослабленной форме унаследованное движение, формируя рельеф геосинклинальных комплексов.

В общем случае рельеф поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты, его формы, отражают возраст складчатости фундамента и тип структурных зон.

Так, в районах герцинской складчатости он сформирован унаследованными движениями структурных зон геосинклинального и protoорогенного этапов, поэтому имеет форму линейных зон большой протяженности, а в районах салаирской и особенно байкальской консолидации расчлененность рельефа обусловлена блоковыми движениями, форма рельефа ближе к изометричной.

Таковы общие диагностические признаки геосинклинальных комплексов и генетические аспекты формирования их рельефа поверхности в пределах плит молодых платформ.

Они, как это будет показано ниже, полностью подтверждены на примере анализа строения фундамента Западно-Сибирской плиты, являющейся северной частью Урало-Сибирской молодой платформы.

При построении карты рельефа поверхности геосинклинальных комплексов (приложение 2) использована вся геолого-геофизическая информация, в том числе новые данные, полученные в последнее время по результатам сейсмических и буровых работ. Помимо этого были проведены дополнительные расчеты глубин до магнитоактивных и гравитирующих масс, в том числе на основании найденной зависимости между интенсивностью аномалий и глубинами до поверхности складчатого фундамента по данным КМПВ, которые затем распространены на структурные зоны, характеризующиеся близким вещественным составом. Методика составления карты рельефа поверхности геосинклинальных комплексов рассмотрена в главе I.

Ниже кратко рассмотрены особенности строения этой поверхности.

На востоке плиты рельеф поверхности геосинклинальных комплексов характеризуется резкими перепадами глубин. Здесь глубокие депрессии разделяются горстовыми поднятиями. Структурные формы рельефа на юге этой полосы имеют северо-западное простиранье, постепенно изменяющееся к северу на меридиональное. В южных депрессиях (Касская, Маковская) амплитуда прогиба не превышает 8 км. Крупная отрицательная структура с глубиной залегания складчатых комплексов 10—11 км выделяется на северо-востоке плиты. Она совпадает с мезозойской Усть-Енисейской впадиной. С севера и юга впадина ограничена горстовыми поднятиями. На юге этой депрессии по поверхности складчатого фундамента выделяется вторая отрицательная зона — Нядохская, где глубины до метаморфических комплексов достигают 9,0 км.

В пределах юго-востока плиты рельеф поверхности геосинклинальных комплексов также резко дифференцирован. Крупной отрицательной структурой, выделяемой в этом районе, является депрессионная зона, по площади совпадающая с Тегульдетской палеозойской впадиной, с глубиной залегания поверхности геосинклинальных комплексов 5,5 км. К северу от нее располагается вторая глубокая (5,5 км) депрес-

сионная зона (Алипский прогиб). Обе депрессионные зоны разделены поднятиями и горстами (Средне-Чулымским и Улу-Юльским). Глубины до поверхности складчатого фундамента на поднятиях не превышают 3 км. Севернее Алипской депрессионной зоны располагается узкая, вытянутая в северо-западном направлении прогнутая зона, совпадающая в плане с выделенным Ванжильинским прогибом. На западе в рельефе выделяется линейно вытянутая полоса узких горстовых поднятий с относительным превышением 0,5—1,0 км. Эта зона является прямым продолжением Яйско-Пезасского горста Кузнецкого Алатау.

В центральной части Западно-Сибирской плиты выделяются линейные полосы поднятий и прогибов северо-западного простирания. В отличии от вышеупомянутых, структуры в рельефе здесь имеют сравнительно небольшие размеры в поперечнике (50—80 км), но простираются на сотни километров. На поднятиях глубины залегания геосинклинальных комплексов в среднем составляют около 2,5 км, а в прогибах 3,5—4,0 км. В северном направлении эта поверхность резко погружается до 3—4 км на поднятиях и до 8,0—9,0 км в зонах прогибов. Для рельефа поверхности геосинклинальных комплексов центральной части Западно-Сибирской плиты характерны узкие зоны грабенов, протягивающихся на большие расстояния. Наиболее протяженной зоной является Колтогорско-Уренгойская, пересекающая плиту с юга на север. Выделяется также ряд других более мелких грабенов.

Геосинклинальные комплексы Уральской складчатой системы под мезозойско-кайнозойскими отложениями плиты образуют пологую моноклиналь, осложненную большим числом положительных и отрицательных относительно пологих структур. В центральных и южных частях этого моноклинального склона поднятие образуют структурные формы типа выступов северо-восточного направления, согласные с простиранием складчатых структур обрамления. В северной части моноклинали заметное влияние на общий морфологический план начинают оказывать северо-западные простирания, характерные для Пай-Хоя. Региональный склон на участке от верховьев р. Сев. Сосьва до низовьев р. Пельм осложнен прогибом, который представлен рядом изолированных котловин. Более четко прогиб выражен в своей южной части, где складчатый фундамент, по данным расчетов магнитных аномалий, погружен на 2 км. В северной части прогиб выражен слабее.

Выделенные в рельефе поверхности складчатых геосинклинальных комплексов положительные формы в зоне обрамления переходят в антиклинальные зоны, а отрицательные — в синклинальные. Моноклинальный склон характеризуется слабо выраженным структурами рельефа геосинклинальных комплексов, в связи с тем что в пределах западной (приуральской) части плиты региональное прогибание началось в меловой период и, таким образом, интервал времени между завершением складчатости и началом формирования чехла был существенно больше, чем в центральной части плиты, и унаследовано образующиеся структурные формы подвергались сильной денудации с общей нивелировкой рельефа вообще и геосинклинальных комплексов в частности.

Рельеф поверхности складчатых геосинклинальных комплексов в районе Уват-Хантымансиjsкого региона расчленен относительно слабо. Здесь выделяются сравнительно небольшие разноориентирные положительные и отрицательные структуры, часть из которых имеет форму, близкую к изометричной. В среднем геосинклинальные комплексы фундамента в этом районе погружены на глубину 3,0—3,5 км. В северной части поверхность складчатого фундамента погружается до 6,0 км.

На юге плиты, в Приказахстанском регионе рельеф поверхности геосинклинальных комплексов представлен линейными зонами поднятий и прогибов северо-западного и северо-восточного простирания. Большая часть этого региона в рельефе поверхности складчатого фундамента выражена также моноклинальным склоном. Наиболее значительной структурой, осложняющей этот склон, является Иртышский прогиб, линейно вытянутый вдоль обрамления плиты. Этот прогиб имеет сложную морфологию. В пределах остальной территории моноклинальный склон осложнен несколькими изометрическими и неглубокими котловинами, морфология и заполнение которых аналогичны Майкубенской, Экибастусской, Карагандинской и другим впадинам Северного и Центрального Казахстана.

К северо-западу от Иртышского прогиба расположена довольно крупная отрицательная Вагай-Ишимская впадина. В рельефе впадина выражена слабо, а очертания ее расплывчатые. Морфологически впадина представлена двумя отдельными котловинами с погружением складчатого фундамента до 2,5—3,0 км. Большая линейная положительная структура северо-западного простирания (длиной выше 700 км) протягивается от обрамления плиты через Курган до района Тобольска. Ширина структуры 35—40 км, она поднимается над окружающими районами на 1,5—2,0 км. Севернее Тобольска структура выражена слабо и быстро исчезает. Эта зона, как будет показано ниже, соответствует Тобольскому антиклиниорию и Урицкому выступу.

Наиболее значительной пограничной отрицательной структурой является Урало-Казахстанский прогиб. Структура протягивается с юго-запада на северо-восток параллельно Тобольской приподнятой зоне на 750 км. В целом прогиб отчетливо подразделяется на 2 части: южную, более глубокую (до 4,5—5,0 км) и северную, глубина которой не превышает 2,5 км.

Таким образом, морфология рельефа поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты отражает сложное сочетание движений фундамента, имеющих различную генетическую сущность и характеризующих различные этапы развития земной коры.

Расчлененность геосинклинальных комплексов происходит на фоне общего регионального погружения этой поверхности, обусловившего формирование мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и определяющего общую структуру Западно-Сибирской плиты. Региональное прогибание поверхности геосинклинальных комплексов на большей части плиты составляет 2—3,5 км, и только на севере плиты происходит интенсивное погружение этой границы до глубин в 5—8 км и более. Здесь, соответственно, резко увеличивается мощность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла, а также появляется мощная толща позднепалеозойско-раннемезозойских осадков, развитая почти сплошным покровом.

§ 3. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Принципы тектонического районирования плит молодых платформ, изложенные в главе I, позволяют не только дифференцировать фундамент плиты на районы разного возраста стабилизации, но в пределах каждого разновозрастного элемента (складчатой системы) выделить структурно-формационные зоны разного типа развития.

По совокупности геологических и геофизических данных в составе фундамента Западно-Сибирской плиты выделяется ряд разновозраст-

ных складчатых систем, образующих погребенную под чехлом гетерогенную складчатую область (прилож. 3).

Енисейская складчатая система является самой древней в фундаменте Западно-Сибирской плиты (геосинклинальное развитие ее завершилось в конце докембрия). В открытых районах система представлена структурами Енисейского кряжа и Восточного Саяна. По геологическим и геофизическим данным, она заложилась на коре континентального типа в результате дробления протоплатформы, которая в раннем докембрии, по-видимому, объединяла Русскую и Сибирскую платформы. Останцами древней платформы являются развитые в Енисейском кряже и Восточном Саяне древние глыбы (Ангаро-Канская, Бирюсинская, Канская). Предполагается, что и в фундаменте восточной части Западно-Сибирской плиты глыбы того же возраста развиты достаточно широко. Енисейская складчатая система протягивается широкой полосой вдоль восточной границы Западно-Сибирской плиты от Восточного Саяна и Енисейского кряжа до Игарско-Туруханской зоны. Севернее она прослеживается по гравимагнитным данным над осадочными отложениями Енисей-Хатангского прогиба и обнажается на Севере Таймыра в районе Тарейского вала. Мощности палеозойских и мезозойских отложений, перекрывающих байкалиды Енисейской системы, характеризуются большой изменчивостью, что фиксируется геологическими наблюдениями в разрезах правобережья Енисея и сейсмическими работами в районах развития мезозойского покрова. По-видимому, это обусловлено постгеосинклинальными движениями структурно-формационных зон байкалид.

С запада и востока складчатая система ограничена глубинными разломами, которые фиксируются геологически и находят отражение в гравитационном и магнитном аномальных полях, а также по ГСЗ.

В фундаменте плиты, в пределах байкалид, нами выделяются два древних массива предположительно карельской стабилизации, переработанные байкалидами, а также ряд унаследованных и наложенных впадин и горстовых поднятий.

Верхнекетский массив расположен в пределах юго-восточной части плиты. Характеристика гравитационного и магнитного полей позволяет относить этот массив к типу Ангаро-Канской, или Канской, глыбы. К востоку располагается Касская унаследованно-наложенная палеозойская впадина, сформированная над эвгеосинклинального типа унаследованным синклиниорием Енисейской складчатой системы. Эвгеосинклинальные формации данного синклиниория вскрываются на западном борту Енисейского кряжа. К северу от Касской впадины располагаются Дубчесская и Маковская наложенные впадины. Они выполнены осадочными отложениями нижнего и среднего палеозоя; в частности, Касской спорной скважиной вскрыты красноцветные девонские отложения.

На севере Приенисейской зоны Западно-Сибирской плиты расположен второй массив — Нядояхский. Массив выделяется исключительно по специальному строению аномальных геофизических полей, характеризующихся нелинейностью аномалий, в отличие от полей над складчатыми структурами системы. Расчеты до магнитоактивных и гравитирующих масс показывают, что кристаллический фундамент массива опущен на очень большую глубину. В его пределах намечаются районы наибольшего погружения, в частности Нядояхская впадина и западная часть Усть-Енисейского прогиба. Эти структуры разделяются горстовым поднятием.

*Салаирско-Кузнецкоалатауская складчатая система (северная часть)**. Фундамент юго-восточной части плиты, примыкающей к Алтае-Саянской складчатой области, образуют погружающиеся под чехол структуры Салаирско-Кузнецкоалатауской складчатой системы, сформированные и стабилизированные салаирским тектогенезом.

В фундаменте здесь развиты того же типа блоковые структурные элементы, что и в северной части Алтае-Саянской складчатой области — фрагменты антиклинальных и синклинальных зон, образующие горстовые поднятия, которые разделяют наложенного типа впадины.

Впадины в пределах юго-восточной части плиты сложены средне- и верхнепалеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Мощность этих отложений сокращена по сравнению с мощностью одновозрастных отложений в Северо-Минусинской и Назаровской впадинах.

Салаирские складчатые структуры образованы докембрийскими нижнепалеозойскими метаморфическими комплексами, присущими унаследованным синклиниориям и антиклиниориям. Салаирский геосинклинальный структурный ярус в пределах плиты образует ряд блоковых выступов и горстов. Блоковые структуры в целом уже не согласуются с внутренней структурой салаирод.

Наиболее крупным выступом является Улуульского-Среднечулымский; по своему строению он, вероятно, близок такой структуре открытой части Кузнецкого Алатау, как Батеневский кряж.

Очень выдержанной протяженной блоковой структурой, протягивающейся почти до верховьев р. Тым, является Яйско-Пезасский горст.

В фундаменте плиты выделяются три унаследованно-наложенных впадины, являющихся северным продолжением Минусинской группы впадин.

Тельгудетская впадина, самая крупная из впадин под чехлом плиты в этом районе; четко выделяется в поле силы тяжести отрицательными аномалиями, а в магнитном — положительными. Скважинами под мезозоем в ней вскрывают эфузивно-осадочные породы нижнего — среднего девона и терригенные отложения карбона и, возможно, перми (Мариинская, Белогорская и Тегульдетская скважины). Поверхность доюрского фундамента в пределах впадины прогнута, и платформенный чехол в нижней своей части образует также впадину.

Севернее Тегульдетской палеозойской наложенной впадины под мезозойско-кайнозойским чехлом четко выделяется также наложенная Алилская впадина, которая выделяется по геофизическим данным. Мощность осадочных образований во впадине оценивается в 2—2,5 км, из которых, вероятно, только половину составляет осадочный средний — верхний палеозой. Прогиб имеет небольшие размеры.

Далее к северу выделяется Ажарминская (Ванжилькынакская) впадина. Под мезозойско-кайнозойским чехлом здесь, вероятно, развиты только красноцветные отложения, условно относимые к верхнему — среднему девону; они вскрыты на Ажарминской и Западной площадях. Предполагаемая мощность отложений не более 2,5 км.

В фундаменте плиты салаирская складчатая система имеет относительно небольшое распространение.

Западной границей салаирод в пределах фундамента плиты является Белоярский глубинный разлом — северное продолжение Кузнецко-Алатауского глубинного разлома. Этот разлом фиксируется в

* Название нами дано для складчатой системы салаирод Алтае-Саянской складчатой области.

структуре земной коры погружением поверхности Мохоровичча в сторону салаирод. В верхних горизонтах по сейсмическим данным он проявляется резким увеличением граничных скоростей в пределах салаирод по сравнению со скоростями в глинисто-сланцевых комплексах среднего палеозоя, слагающих расположенные западнее герциниды. Границей салаирод на востоке, очевидно, является Верхнекетский глубинный разлом, характеризующийся также значительной перестройкой земной коры.

Центрально-Казахстанская складчатая система. Северная часть Центрально-Казахстанской складчатой системы образует фундамент Западно-Сибирской плиты в Тобол-Иртышском междуречье. Тектоническое строение и история развития этого региона по многим вопросам остаются дискуссионными.

Основной причиной этого является присутствие в составе складчатой системы большого количества блоков архейских и протерозойских складчатых систем, которые, создавая определенную решетку, существенно влияли на развитие каледонской складчатой системы.

Структурно-формационные зоны каледонского тектогенеза представлены здесь унаследованными антиклиниориями и синклиниориями, обтекающими со всех сторон Кокчетавский массив. В северо-западной части выделяется Ишимская синклиниорная зона. Синклиниории сложены вулканогенными и осадочными толщами ордовика, сильно метаморфизованными, смятыми в крупные складки.

Антиклиниорные зоны сложены допалеозойскими и нижнепалеозойскими глубоко метаморфизованными комплексами и гранитными батолитами, отражаются отрицательными аномалиями силы тяжести и переменными магнитными.

Одной из четких линейных положительных структур является Урицко-Тобольская антиклиниорная зона. Она состоит из Урицкого выступа и Тобольского антиклиниория.

Зона в приосевой части слагается метаморфическими комплексами докембria, прорванными докембрискими и нижнепалеозойскими (калевонскими) гранитными интрузиями. В гравитационном поле она отображается четкой отрицательной аномальной зоной. Магнитное поле положительное. В рельфе поверхности складчатого фундамента Тобольский антиклиниорий выражен поднятием, над которым в платформенном чехле выделяется антиклинальная зона.

Судя по данным бурения, в пределах плиты также присутствуют унаследованно-наложенные впадины с тем же стратиграфическим диапазоном выполняющих отложений, что и в открытой части (Вагай-Ишимская, Петропавловская, Лебяжинская впадины).

Салымская складчатая система образует фундамент Западно-Сибирской плиты в районе Обь-Иртышского междуречья. На юге, в пределах обрамления эта складчатая система представлена Чингиз-Тарбатайской складчатой зоной Восточного Казахстана. В пределах плиты Салымская складчатая система существенно расширяется, и здесь она представлена Старосолдатско-Михайловской и Верхне-Демьянской мегантиклиниорными зонами, разделенными Тарско-Муромцевским мегасинклиниорием. От Центрально-Западносибирской складчатой системы Салымская отделяется Чекинским краевым прогибом, а от Центрально-Казахстанской — Иртышским краевым прогибом. Структурные зоны Салымской системы четко отражаются в геофизических полях, а отложения, их слагающие, вскрыты на многих площадях.

Анализ формации и тектонических взаимоотношений структур в открытой части складчатой системы показывает, что ее геосинклиналь-

ный этап развития происходил в основном в раннем палеозое, но завершился только в девонский период. Каменноугольные и пермские образования здесь уже слагают постгеосинклинальные структурно-формационные зоны (краевые прогибы и центральную часть Тарско-Муромцевского синклинория).

Характерной особенностью Салымской складчатой системы, судя по открытой ее части (Чингиз-Тарбагайская зона) и по данным бурения в пределах плиты, является очень широкое развитие палеозойских вулканических пород преимущественно среднего и основного составов и незначительное развитие осадочных. Вероятно, это связано с тем, что складчатая система находилась между позднегерцинской геосинклинальной областью и молодой складчатой системой Центрального Казахстана, т. е. в чрезвычайно мобильной полосе.

Старосолдатско-Михайловский мегантиклиниорий представляет собой протяженную структуру северо-западного простирания. Эта мегаструктура состоит из ряда более мелких антиклиниориев. В рельефе поверхности складчатого фундамента как отдельные части, так и весь мегантиклиниорий выражен зоной поднятия. Скважинами на отдельных поднятиях вдоль осевой части антиклиниория вскрываются гранитоиды (Нагорнинский, Малиновский, Тарбожинский, Нижнеомский) и метаморфизованные зеленокаменные эфузивы. Мегантиклиниорий в целом отражается полосой отрицательных аномалий силы тяжести и переменным и отрицательным магнитным полем.

Верхнедемьянский мегантиклиниорий имеет аналогичное строение и отражение в геофизических полях. Скважинами вскрываются также гранитоиды в приосевой зоне и вулканогенные комплексы, их вмещающие.

Тарско-Муромцевский мегасинклиниорий выражен прогибом в рельефе поверхности геосинклинальных образований. Судя по тому что на ряде площадей (Ново-Васильевская, Калачевская, Новологиновская) под мезозойско-кайнозойскими отложениями непосредственно вскрыты типично геосинклинальные образования, синклиниорий характеризуется широким развитием отложений переходного и орогенного этапов развития. Это подтверждается и анализом сейсмических материалов, а также бурением на Никольской площади. Общая мощность образований среднего — верхнего палеозоя и триаса 1,5—2,0 км.

Иртышский краевой прогиб очень четко выражается в рельефе поверхности складчатого фундамента. Бурением практически не изучен. Омская опорная скважина, расположенная в пределах наиболее погруженной части краевого прогиба, вскрыла туриńskую серию триаса. По данным расчетов глубин до магнитоактивных тел, а также анализа сейсмических материалов, максимальная мощность осадочных пород, выполняющих прогиб, до 2,5—3 км.

По простиранию прогиб разбит по данным ГСЗ поперечными горстовыми поднятиями, в которых под чехлом плиты, по-видимому, выходят глубоко-метаморфизованные образования.

Центрально-Западносибирская складчатая система впервые выделена нами в 1967 г. [4]. Она занимает всю центральную часть плиты, пересекая ее с юга на север. На юге в пределах открытой части складчатой системы ее представляют Калба-Нарымская и Томь-Колыванская складчатая зоны.

Эта складчатая система заложилась в силуре или начале девона на коре континентального типа и развивалась по инверсионной схеме, т. е. моноциклически. Специфичность заложившейся геосинклиналии заключается в том, что геосинклинальные прогибы, несмотря на интен-

сивность и большую глубину прогибания, выполняются не вулканогенно-осадочными и магматическими комплексами, а осадочными, преимущественно терригенными комплексами пород. В заключительную фазу тектогенеза, благодаря гранитизации терригенных комплексов в наиболее погруженных частях прогибов, произошла инверсия движения с резким вздыманием центральных частей прогибов и образованием структур антиклиорного типа, в ядрах которых развиты метасоматические гранитоиды.

Герцинский возраст центральной части плиты подтверждается не только типом структурных зон, развитых в фундаменте, но и составом пород, вскрываемых скважинами, их возрастом. Глубокие скважины вскрывают дислоцированные метаморфизованные породы геосинклинальных формаций среднего палеозоя, а также осадочные и вулканогенно-осадочные образования позднего палеозоя, составляющие прототрогенные молассы.

Западная граница герцинид проходит по нашим представлениям несколько восточнее г. Ханты-Мансийска, где по зоне глубинного разлома они граничат с Уват-Хантымансиеским срединным массивом байкальского возраста. Этот разлом четко выражается в гравитационном и магнитном аномальных полях, а по данным ГСЗ — и в глубинной структуре земной коры. Мощность земной коры в сторону срединного массива несколько уменьшается, но отмечается согласное залегание поверхностей границ Мохоровичча и Конрада. На севере герциниды Центрально-Западносибирской системы по краевому шву граничат с герцинидами Уральской складчатой системы. Структуры Центрально-Западносибирской складчатой системы обнажаются частично на юге (Калба-Нарымская и Томь-Колыванская зоны), где можно составить основные представления о характере складчатости, размерах структур, магматизме и формационном составе, слагающих систему пород.

Калба-Нарымская складчатая зона включает одноименного названия инверсионный антиклиорий и Чарское краевое поднятие на западном склоне которого на завершающей стадии развился Жарминский краевой прогиб. Калба-Нарымский инверсионный антиклиорий сложен сланцевыми толщами среднего — верхнего девона и нижнего карбона. Породы его метаморфизованы, сильно дислоцированы и гранитизированы. Он возник на месте глубокого геосинклинального прогиба, в результате инверсии последнего. Специфичность современной структуры Калба-Нарымского инверсионного антиклиория во многом обусловлена воздействием горизонтальных перемещений масс со стороны Рудного Алтая. Эти горизонтальные перемещения разрушили восточную часть антиклиория. Вероятно этим и может быть объяснено асимметричное расположение полосы развития гранитных батолитов. Антиклиорий характеризуется отрицательными аномалиями гравитационного и магнитного полей, увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (21 км).

В пределах обнаженной части Томь-Колыванской складчатой зоны выделяются Новосибирский инверсионный антиклиорий, Буготакско-Митрофановское краевое поднятие и Горловско-Зарубинско-Ташминский краевой прогиб.

Герцинские структурно-формационные зоны заложились здесь по-видимому, вкрест простирания салаирских складчатых структур, что внесло свой отпечаток на их развитие и строение. Так, геосинклинальный прогиб, на месте которого в верхнем палеозое возник Новосибирский антиклиорий, имел меньшую амплитуду прогибания и ширину в местах, где он пересекал антиклиорные зоны салаирид, но именно в

этих местах гранитизация получила наибольший размах (Колыванский район). Новосибирский антиклиналь характеризуется отрицательными магнитными и гравитационными полями, увеличенной мощностью коры (45 км), согласным залеганием ее внутрикоровых границ.

Таким образом, Томь-Колыванская и Калба-Нарымская зоны по геологическим, геофизическим данным и глубинному строению практически не отличаются друг от друга и являются продолжением одна другой, составляя крайнюю юго-восточную ветвь Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы.

Севернее г. Томска складчатые структуры Томь-Колыванской зоны почти под прямым углом изменяют свое простирание с северо-восточного на северо-западное и погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Здесь нами выделяется сложно построенный, протягивающийся на многие сотни километров Пыль-Караминский инверсионный мегантиклиналь, который имеет ту же геолого-геофизическую характеристику, что и выше рассмотренные Новосибирский и Калба-Нарымский.

Породы, вскрываемые скважинами на Кананакской, Пайдугинской, Напасской, Сибкраевской, Береговой и других площадях указывают на развитие глинистых отложений, метаморфизованных до стадии филлитов. Мегантиклиналь характеризуется четкими отрицательными аномалиями силы тяжести и магнитного поля, простирающимися от района г. Томска в северо-западном направлении через всю плиту. В рельфе поверхности складчатого фундамента он выражен сложным сочетанием поднятий, составляющих единую цепь, над которой в платформенном чехле развиты поднятия. На севере плиты, куда прослеживается по геофизическим характеристикам структура антиклинария, она представлена, вероятно, Нижнепурпурским антиклинарием. Здесь выделение данной антиклинальной структуры основано исключительно на гравимагнитных данных и соответствии ей в чехле полосы поднятий, тогда как большая часть мегантиклинария в южной части плиты подтверждается бурением и модельными расчетами, проведенными с учетом данных ГСЗ.

Таким образом, данные бурения, геофизическая и геоморфологическая характеристика, а также расчеты плотностных моделей однозначно указывают на развитие в среднем палеозое этой части плиты огромной по протяженности геосинклинальной зоны (моногеосинклинали), на месте которой в позднем палеозое возник мегантиклиналь инверсионного типа. Аналогично Пыль-Караминскому мегантиклинарию, отрицательной характеристикой гравитационного и магнитного аномальных полей, положительной структурой рельефа поверхности складчатого фундамента и подошвы платформенного чехла выделяется расположенный северо-восточнее Тазовский антиклиналь. Структура Тазовского антиклинария, имея также северо-западное простирание, прослеживается и на полуострове Ямал, где (учитывая преемственность названий мезозойских поднятий, сформированных структурами фундамента) мы имеем его Северо-Ямальским, Тазовским и Северо-Ямальский антиклинарии в потенциальных полях имеют единую характеристику и над ними также сформированы крупные поднятия в чехле плиты.

Крупнейшей структурой Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы является Назино-Сенькинский мегантиклиналь. Ось мегантиклинария проходит через Лукашкин Яр, Амбарское, Сенькино.

Колтогорско-Уренгойским, Усть-Тымским и Чузикским грабен-рифтами он разделен вкrest простирания на три блока. Северо-западная часть мегантиклинария, расположенная между Колтогорско-Уренгой-

ским и Усть-Тымским грабен-рифтами, сложена интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными комплексами предположительно позднего докембрая. Следующие два блока антиклиниория принципиально не отличаются по морфологии и составу пород от предыдущей. Структура Назино-Сенькинского мегантиклиниория севернее Среднего Приобья имеет менее четкое выражение. Однако и здесь она характеризуется линейностью аномалий поля силы тяжести. Здесь антиклиниорий именуется Аганским. В приосевой зоне антиклиниория на Варь-Еганской площади вскрыты карбонатно-глинистые сланцы с остатками силурийских водорослей. В рельфе поверхности геосинклинально-складчатых комплексов фундамента структура мегантиклиниория выражена крупной зоной поднятий с относительным превышением сводовой части в 500—800 м.

Далее на юго-западе располагается широкая и протяженная сложно построенная положительная мегаструктура, которая состоит из Нижневартовского и Васюган-Пудинского антиклиниориев, являющихся продолжением один другого и осложненных рядом синклиниорных зон. Васюган-Пудинский антиклиниорий разделен Усть-Тымским грабен-рифтом на два блока: северо-западный и юго-восточный. Общее строение этой структурной зоны аналогично Назино-Сенькинскому мегантиклиниорию. Здесь также осевая зона сложена метаморфическими комплексами, а осложняющие антиклиниорий синклинали сложены средне-верхнедевонскими карбонатно-терригенными толщами.

К северо-западу от Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта на продолжении Васюган-Пудинского антиклиниория находится Нижневартовский антиклиниорий, в ядре которого Мегионскими скважинами 1, 2, Нижневартовской 22, Соснинской 16 и Советской 26 вскрыты наиболее древние, вероятно, позднедокембрийские толщи кремнистых сланцев. В юго-восточной части, где Нижневартовский мегантиклиниорий пересекается с Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом, на Ломовой и Пионерской площадях вскрыты гранитоиды, а Ледовой скважиной — зеленокаменно-измененные эфузивы основного состава.

Самой западной антиклиниорной зоной инверсионного типа развития в составе Центрально-Западносибирской складчатой системы является Верхневасюганский антиклиниорий. Сложена эта зона кремнисто-глинистыми и слюдинистыми сланцами, метаморфизованными эфузивными породами. По характеру гравитационного поля и наличию кислых эфузивов, вскрытых на Моисеевской площади, можно предположить, что центральная часть структуры интрудирована гранитоидами.

На северо-западе Центрально-Западносибирской складчатой системы имеется ряд антиклиниорных зон, очевидно, унаследованного типа развития. Начинаясь в Среднем Приобье Сургутско-Пурпейским антиклиниорием, полоса унаследованных антиклиниориев протягивается в район пос. Ныда, где выделяется Ныдинский антиклиниорий, и далее на полуостров Ямал, где структура, именуемая Нурминским антиклиниорием, пересекает полуостров в северо-западном направлении.

Специфичность этих антиклиниориев заключается в том, что их приосевые части слагают метаморфические комплексы, по-видимому, байкальских антиклинальных структур. Эти комплексы характеризуются существенно кремнистым составом. Байкальские древние ядра антиклиниориев, вероятно, существенно гранитизированы в процессе позднегерцинского тектогенеза, что привело к устойчивому воздыманию этих зон не только на стадии завершения складчатости, но и на стадии молодой платформы. Позднедокембрийские метаморфические породы вскрыты скважинами на Новопортовской площади и сверхглубокой параметри-

ческой Надымской скважиной, прошедшей по сланцам с глубины 4800 до 5002 м.

Мегантиклиории и антиклиории Центрально-Западносибирской складчатой системы разобщаются отрицательными структурно-формационными зонами. В тех случаях, когда антиклиорные зоны имеют инверсионный тип развития, их разобщение осуществляется структурами межгорных прогибов, сформированных в орогенный этап развития на цоколе, некогда разделявшем геосинклинальные прогибы, и игравших роль интрагеоантиклинальных поднятий близких по тектонической позиции к срединным массивам. В орогенный этап развития на них сформировались внутренние впадины. Необходимо особо отметить то обстоятельство, что последующее сводовое поднятие в пределах по крайней мере южной части Центрально-Западносибирской складчатой системы было настолько, по-видимому, интенсивно, что эрозионный срез во многих случаях оказался больше, чем глубина межгорных прогибов. Таким образом, были размыты (во многих случаях полностью) орогенные молассовые комплексы и на поверхность выведены метаморфизованные образования оснований этих прогибов. В силу унаследованного развития в рельфе поверхности геосинклинальных комплексов, они выражены прогибами, а в формационном отношении здесь, как правило, развиты более древние породы начальных стадий развития геосинклиналей с большой плотностью, чаще всего основные эфузивы и разнобразные сланцы, т. е. комплексы, характерные для синклиориев унаследованного типа развития. В ряде случаев в пределах интрагеоантиклинальных поднятий развиты карбонатно-терригенные отложения стадии максимального погружения герцинских геосинклинальных прогибов.

Между Пыль-Караминским мегантиклиорием и Тазовским расположена узкая зона Верхне-Толькинского прогиба. Прогибу в гравитационном и магнитном полях соответствует зона положительных аномалий. Подобного рода геофизическую и геоморфологическую характеристики имеют унаследованные синклиории и межгорные (орогенного типа) прогибы. В данном случае эта зона расположена между двумя инверсионными антиклиориями и, следовательно, по типу развития является межгорным прогибом, который предположительно должен быть выполнен орогенными формациями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Положительная характеристика магнитного поля в пределах прогиба обусловлена, возможно, развитием здесь основных эфузивов триасового возраста.

Айгольский межгорный прогиб разделяют Назино-Сенькинский и Васюган-Пудинский инверсионные антиклиории. Несмотря на значительный прогиб в рельфе поверхности геосинклинальных комплексов, в нем отсутствуют в сколько-нибудь значительном объеме молассовые образования герцинид. Блок прогиба сложен эфузивами основного состава, вероятно, относящимися к нижнему палеозою или даже верхнему докембрию.

Югано-Покурская внутренняя впадина — одна из крупных и, по-видимому, очень сложно построенных отрицательных структур. Она разделяет группу небольших антиклиориев унаследованного типа развития, объединяемых в один Сургутско-Пурпейский, от группы структурно-формационных зон инверсионного типа развития (антиклиории: Агапский, Нижневартовский, Верхневасюганский). Эта впадина выполнена верхнепалеозойскими комплексами орогенного генезиса и раннетриасовыми вулканогенными образованиями. Территорию впадины осложняют триасовые грабен-рифты.

На северо-западе Центрально-Западносибирской складчатой системы антиклинальные зоны разделяются широкими и протяженными прогибами: Байдарапским и Нейтинским. Их строение совершенно не изучено. Предположительно они сложены пермскими и триасовыми терригенными породами.

Кроме геосинклинально-складчатых позднегерцинских структурно-формационных зон в состав Центрально-Западносибирской складчатой системы входит ряд срединных массивов и небольших блоков более древних складчатых систем, которые органически входят в структуру складчатой системы.

Наиболее крупным из таких внутригеосинклинальных срединных массивов является Межовский. Срединный массив состоит из основания с байкальским возрастом складчатости и перекрывающих его чехольного типа формаций нижнего и среднего палеозоя. Основание массива сложено метаморфическими и магматическими комплексами, которые вскрываются скважинами на Межовской, Веселовской, Чековской, Зимней и Фестивальной площадях. Формации чехла представлены карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными толщами, мощность которых достигает 3 км и более. Естественно, что развитие геосинклинальной системы герцинского возраста оказало влияние на формационный состав, магматизм и тектонику массива. Системой разломов массив разделается на ряд блоков. Наиболее приподнятым является Межовский, в центральной части которого выходит крупнейший гранитный массив и вмещающие его метаморфические комплексы. В конце палеозоя произошла повторная гранитизация. В это время произошли, по-видимому, и наиболее сильные вертикальные подвижки. Наибольшее вертикальное смещение произошло вдоль Фестивального глубинного разлома, где на доюрскую поверхность, вероятно, выведены формации основания массива с серпентинизированными телами ультрабазитов. Чехол массива слагает опущенные блоки, крупнейшим из которых является Нюрольский. Чехол образует палеозойскую впадину, формационный ряд которой идентичен силур-девонским отложениям Салаира. В гравитационном поле срединный массив в целом характеризуется относительно пониженными значениями, разделенными отдельными линейными градиентами. Характер магнитного поля в целом спокойный отрицательный. Только Межовский блок имеет пеструю характеристику. Зонам гравитационных градиентов соответствуют линейные напряженные положительные аномалии магнитного поля, характеризующие глубинные разломы, зарегистрированные сейсмическими работами КМПВ и ЭПВ. Поверхность палеозойских образований сильно дифференцирована по граничным скоростям и гипсометрии [12].

Осадочные отложения, слагающие покров Нюрольского погруженного блока, вскрыты многими скважинами на Верх-Тарской, Малоицкой, Урманской, Водораздельной, Еллей-Игайской, Калиновой и других площадях. Среди карбонатов, как это отмечено в предыдущем параграфе, здесь развиты в подчиненных количествах основные эфузивы. Как показало бурение параметрической Малоицкой скв. 4 мощность силурийско-девонских отложений значительна (более 2 км).

Усть-Тымский погруженный срединный массив расположен между Пыль-Караминским и Назино-Сенькинским инверсионными мегантиклиналями. Он представляет собой крупную блоковую структуру фундамента, перекрытую осадочными формациями среднего и верхнего палеозоя. Первый структурный ярус или складчатое основание массива вскрывается рядом скважин на Нарымской, Парабельской, Тибинак-

ской и Карагасокской площадях. Абсолютный возраст гранодиоритов Нарымской площади 735 млн. лет, а Парабельской — 90 млн. лет.

Массив рядом разломов северо-восточного направления разделен на несколько отдельных блоков, которые, очевидно, имеют разные мощности осадочных комплексов.

В опущенных зонах развиты более молодые комплексы осадков, до триаса включительно, а в горстовых структурах выходят на доме-зойскую поверхность комплексы пород, подстилающие впадину (Тибинакский горст). Размеры опущенных блоков довольно большие, около 100 км в ширину и порядка 500 км в длину. Мощность осадочных комплексов невелика, порядка 1—2 км.

Формирование покровных отложений срединных массивов, как общая закономерность [49], несомненно отвечает эпохе наибольшего прогибания геосинклинальной системы поздних герцинид, т. е. они являются сингеосинклинальными.

В общем случае анализ геологических и геофизических материалов последних лет подтвердил наше мнение о существовании в центральной части Западно-Сибирской плиты герцинской геосинклинальной системы, которая на одних участках полностью, а на других частично переработала складчатые системы более древнего возраста.

Особенностью геосинклинальной системы является ее многосинклинальный характер, одноцикличность и инверсионность развития структурно-формационных зон.

Уральская складчатая система. На западе плиты ее фундамент образует погружающиеся под чехол структурные зоны Уральской складчатой системы поздних герцинид. Однако в отличие от герцинид Центральной части плиты, Уральские герциниды были заложены еще в рифе и унаследованно развивались в течение всего палеозоя. Для прогибов Уральской складчатой системы характерным является широкое развитие вулканогенно-осадочных образований, составляющих спилито-кератофировую, порфирито-диабазовую и известняковую формации. С ранне-среднепалеозойским вулканизмом здесь тесно связаны многочисленные основные и ультраосновные интрузии. Основным типом структур являются унаследованные антиклиниории и синклиниории. На завершающей стадии развития геосинклинальные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными формациями начальных стадий, перешли в структуру синклиниориев, которые и в последующие эпохи (в том числе в мезозое) продолжали унаследованно прогибаться, и в их пределах (центральных частях синклиниориев) в позднем палеозое образовались зоны внутренних орогенных прогибов и дальнейшее прогибание в мезозое явились причиной образования над ними (в мезозойских отложениях чехла) зон прогибов. Уменьшенная мощность гранитно-метаморфического слоя под синклиниориями и широкое развитие вулканогенных формаций начальных стадий геосинклинального цикла могут свидетельствовать, что ложем геосинклинальных прогибов Урала, по-видимому, была кора, близкая к океаническому типу [4]. Если в центральной части плиты герциниды, как уже говорилось, развивались с достаточно развитым гранитно-метаморфическим слоем, то Уральская геосинклинальная система в своем основании имела явно редуцированный гранитно-метаморфический слой, а в наиболее глубоких прогибах, возможно, он даже отсутствовал вообще. По-видимому, именно это обстоятельство и явилось причиной обилия магматических пород основного состава, которое мы наблюдаем в пределах Уральской складчатой системы.

Восточная граница Уральской складчатой системы нами проводилась по глубинному разлому, отделяющему Уральскую складчатую систему от каледонид Центрального Казахстана. Над этим разломом в конце палеозоя развился краевой прогиб, который протягивается от Аральского моря на юге до широты г. Ханты-Мансийска на севере.

Существование сложнопостроенной структуры прогиба было известно еще в 40-х годах, но только всесторонний анализ большого бурого материала, полученного в результате разведочных работ Северо-Казахстанских и Уральских геологов, позволил доказать переходный характер тектоники и формации данного прогиба и его тектоническую позицию как краевого прогиба между герцинидами Урала и более древней складчатой системой Центрального Казахстана.

В восточной части Уральской складчатой системы, которая в значительной степени погружена под чехол, выделяется ряд последовательно сменяющихся антиклинальных и синклинальных зон. Крупнейшим структурным элементом, который простирается вдоль обнаженной части Урала и уходит под чехол плиты, является Магнитогорская мегасинклинальная зона — стержневая структура Уральской геосинклинали.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты на северном продолжении Тагильского синклинария выделяется Ляпинский синклинарий, сложенный также девонскими и каменноугольными отложениями. В центре этого синклинария, как и в синклинариях обрамления (Магнитогорском и Тагильском), развиты орогенные отложения среднего и верхнего карбона и на бортах основные и ультраосновные интрузивные тела. На всем протяжении мегаструктура четко выделяется полосой положительных гравитационных и магнитных аномалий. Положительная интенсивность гравитационного поля в центре (на площади развития орогенных формаций) несколько понижается.

По данным ГСЗ, мощность гранитно-метаморфического слоя под мегасинклинациями сокращена и не превышает 16—18 км. Это свидетельствует о возможном отсутствии гранитно-метаморфического слоя под геосинклинальными прогибами к моменту их заложения.

К востоку от Тагило-Магнитогорской мегасинклинальной зоны располагается Восточно-Уральская мегантиклинорная зона. Она является крайней восточной зоной обнаженного Урала. Мегантиклинорная зона состоит из ряда крупных антиклиниориев. В пределах Зауралья в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются Пелымский и Северо-Сосьвинский антиклиниории. Буровыми скважинами в приосевой части Пелымского и Северо-Сосьвинского антиклиниориев вскрыты гранитные plutоны позднего палеозоя и гнейсовые комплексы докембрийского возраста, а на крыльях — метаморфизованные эфузивно-осадочные образования ордовика и силура.

Гравитационные и магнитные поля над мегантиклинорной зоной преимущественно отрицательные.

Мощность гранитно-метаморфического слоя увеличена и, как правило, превышает здесь 20 км. В рельфе поверхности фундамента погруженная часть мегантиклинорной зоны выражена линейной зоной поднятий, над которой в платформенном чехле развиты также поднятия.

Восточно-Уральская мегасинклинальная зона по геологическому строению сходна с Тагило-Магнитогорской. В ней широко распространен вулканогенный комплекс каменноугольного возраста. На погружении этой зоны в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются Верхне-Кондинский (Шеркалинский) и Талицкий синклиниории.

По данным глубокого бурения, оба синклиниория сложены породами преимущественно нижнего карбона. Девонские и силурийские вулканогенные комплексы слагают ядра локальных поднятий. Геофизическая характеристика мегасинклиниорной зоны аналогична Магнитогорско-Тагильской. Выделяемые Шеркалинский и Талицкий синклиниории в рельфе поверхности складчатого фундамента выражены прогибами, над которыми платформенный чехол образует в целом зону прогиба.

Зауральская мегантиклиниорная зона является краевой и почти полностью перекрыта мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. Мегантиклиниорий состоит из трех антиклиниориев — Троицко-Кенгусайского, Шадринского и Шамского. В их строении принимают участие метаморфические и эфузивные образования от ордовика до нижнего карбона. К осевой части приурочены тела гранитоидов верхнего палеозоя. В гравитационном и магнитном полях зона отражается преимущественно отрицательными аномалиями. В рельфе поверхности фундамента антиклиниорий выражены поднятиями, над которыми в платформенном чехле тоже развиты поднятия.

Таким образом, основным типом структурных зон Уральской складчатой системы герцинид являются унаследованные антиклиниории и синклиниории, разделенные между собой глубинными разломами, вдоль которых развиты интрузии основных и ультраосновных пород.

В пределах герцинид Западно-Сибирской плиты по комплексу геологических и геофизических данных выделяется Уват-Хантыманский и Барнаульский массивы байкальского возраста складчатости, переработанные герцинским тектогенезом и разделяющие разновозрастные или тектонические разнотипные складчатые системы.

Уват-Хантыманский срединный массив располагается между Уральской и Центрально-Западносибирской складчатыми системами герцинского возраста консолидации. Ему соответствуют гравитационные и магнитные аномалии разного знака, интенсивности и ориентировки. На юге массива аномалии силы тяжести имеют более повышенную напряженность и субширотное простирание, а на севере — северо-западное, которое является как бы продолжением аномалий, простирающихся со стороны северо-востока Русской платформы.

Осадочный покров на срединном массиве имеет не повсеместное развитие, а выполняет только наиболее прогнутые участки. По данным расчетов, максимальная мощность этих отложений достигает 3 км. Эти отложения в большинстве случаев, вероятно, одновозрастны геосинклинальным комплексам Урала и Салымской складчатой системе. Об этом свидетельствуют девонские известняки, вскрытые Фроловской скважиной. Особенностью строения срединного массива является раздробленность его на блоки, возникшая под воздействием движений в соседних геосинклинальных системах и гранитизации некоторых из них. По данным бурения и характеру отрицательных аномалий гравитационного поля гранитные plutоны присутствуют на Красноленинском, Ляминском, Ныдовском выступах. Причем, по-видимому, гранитные интрузии позднепалеозойского возраста находятся в тесной связи с докембрийскими. Докембрийские гранитные plutоны в поле силы тяжести отражаются отрицательными аномалиями северо-западного простирания, а верхнепалеозойского, по аналогии с Уральским, имеют северо-восточную ориентировку. При этом отмечается, что наиболее интенсивная гранитизация в конце палеозоя развита на участках, являющихся как бы продолжением антиклиниорных зон Ураль-

ских герцинид, например, участок Красноленинского свода, лежащий на продолжении линии простирания Шаймского антиклиниория.

Рассмотрение геологических и геофизических материалов показывает, что на юге массива в районе пос. Увата складчатые комплексы основания имеют, вероятно, ранне-среднепротерозойский возраст, а на севере возраст основания срединного массива — рифейско-вендинский.

На срединном массиве выделяются также Надымская и Ханты-Мансийская впадины.

Барнаульский срединный массив расположен на юге Западно-Сибирской плиты. По характеру гравитационного и магнитного аномальных полей, составу слагающих его поверхности образований и глубинной структуре массив имеет аналогичное строение с расположенными в открытой части Чарышско-Теректинским и Рудно-Алтайским массивами. Барнаульский массив сильно переработан каледонским и герцинским тектоническими циклами. В гравитационном поле он выражен аномалиями повышенной напряженности, а в магнитном — аномалиями переменного знака. Барнаульскому массиву соответствует нормальная для этого типа структур мощность земной коры и соотношение горизонтов внутри ее. Мощность земной коры здесь равняется 42 км, а мощность гранитно-метаморфического слоя 22 км. В пределах массива выделяется ряд впадин, выполненных отложениями среднего палеозоя.

Триасовые грабен-рифты. По геологическим, геофизическим и морфологическим данным в центральной части Западно-Сибирской плиты, где фундамент имеет позднегерцинский возраст, выделяются специфические узкие линейные отрицательные структурные зоны большой протяженности, простирающие которых не согласуется с простиранием структурных зон герцинской складчатой системы (рис. 2, прилож. 3).

В наблюденных гравитационном и магнитном полях эти зоны отражаются интенсивно положительными аномалиями. Особенно большой интенсивности положительными аномалиями эти зоны характеризуются в остаточном гравитационном поле после исключения из наблюденного влияния рельефа поверхности Мохоровичча и мезозойско-кайнозойского чехла. В рельефе поверхности фундамента зоны выражены глубокими грабенами, в основании которых геосинклинально-складчатый комплекс практически отсутствует и здесь развиты интрузивные образования основного состава [4, 45].

Интрузивный комплекс грабенов погружен относительно поверхности геосинклинально-складчатых образований бортов на 3—5 км.

Расчет плотностных моделей земной коры показывает, что данные структурные зоны представляют собой расщелины, на всю мощность земной коры заполненные базитами, и только их верхняя часть (гра-

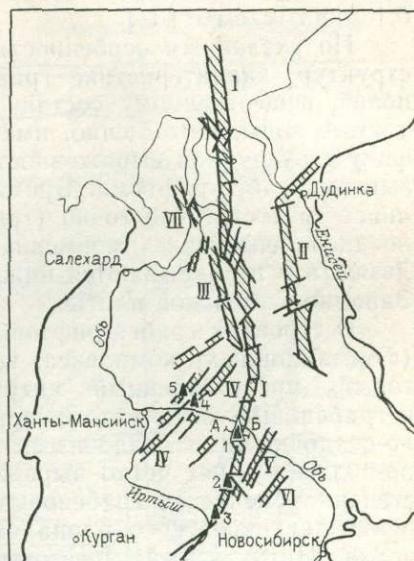


Рис. 2. Схема рифтовой системы фундамента Западно-Сибирской плиты.

Грабен-рифты: I — Колтогорско-Уренгойский; II — Худосейский; III — Худуттейский; IV — Ганский; V — Усть-Тымский; VI — Чузанский; VII — Ямальский. Разводочные площасти, на которых скважинами были вскрыты рифтовые образования: 1 — Саймовская; 2 — Иглская; 3 — Никольская; 4 — Локосовская; 5 — Федоровская

беновая) сложена вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Зоны четко проявляются в температурных полях. Так, температурное поле платформенного чехла на глубине 1 км в пределах изученной южной части плиты над зонами на 3–4°C выше в сравнении с общим окружающим их фоном температурного поля. Над зонами отмечается увеличение плотности современного теплового потока примерно на 0,1 мкал/(с·см²) [37].

По указанным особенностям строения земной коры, морфологии структур, характеристике гравитационного и магнитного аномальных полей, вещественному составу пород, интенсивности теплового потока данные зоны, несомненно, имеют рифтовую природу. Учитывая специфику структурной выраженности таких зон в виде грабенов, мы их называем грабен-рифтами. Время формирования грабен-рифтов устанавливается достаточно точно (триасовый период), так как они рассекают позднепалеозойские (пермские) структурно-формационные зоны фундамента и перекрываются нижней-средней юрой платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

В строении грабен-рифтов участвуют два структурно-вещественных (формационных) комплекса: комплекс основания или собственно рифтовый, представленный интрузивными базитовыми образованиями, и грабеновый комплекс, представленный преимущественно вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями. Между комплексами, по-видимому, нет четко выраженной границы: рифтовый комплекс постепенно сменяется грабеновым, а последний без существенных изменений тектонического плана сменяется комплексом платформенного чехла. Интрузивный рифтовый комплекс и вулканогенно-осадочная часть грабенового комплекса могут быть сопоставлены с нижне-среднетриасовой турийской серией Зауралья, верхняя часть грабенового комплекса существенно осадочная, развитая в северных районах плиты, может быть датирована средним — поздним триасом и сопоставлена с тампейской серией.

Весьма характерной особенностью тектонического строения грабен-рифтов является их четковидность, которая обусловлена, очевидно, различным сочетанием грабен-рифтов и структурно-формационных зон фундамента, пересекаемых грабен-рифтами. Намечается резкое сужение грабен-рифтов при пересечении ими антиклинальных зон и, наоборот, существенное расширение на отрезках пересечения синклиниориев и межгорных прогибов. Имеются и другие структурные осложнения крупных их отрезков по разломам — сдвигам.

Крупнейшей и, по-видимому, главной стержневой структурой данного типа является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт. Он простирается почти меридионально на 1800 км от Омска на юге до побережья Карского моря. Далее в акватории Северного Ледовитого океана на его продолжении расположен желоб «Святой Анны», открывающийся в глубоководную котловину Нансена. Ширина грабен-рифта увеличивается от первых километров на юге до 80 км на севере и около 200 км в районе желоба «Святой Анны».

В пределах южной части Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта пробурено несколько глубоких скважин, вскрывших вулканогенно-осадочные и интрузивные образования. Разрез Саймовской скважины (480 м) представлен переслаивающимися между собой лавами, лавобреекциями, туфами и пластовыми интрузиями базальтоидного состава (рис. 3). Мощность отдельных лавовых покровов колеблется от 5 до 50 м. Покровы разделены пластами туфов мощностью 3–35 м. Мощ-

ности пластовых интрузий варьируют от 30 до 100 м. Лавовые покровы слагаются базальтовыми порфиритами, долеритами, брекчиями порфириотов. Порфириты характеризуются миндалекаменной текстурой. Миндалины занимают иногда до 35% объема породы. Пластовые интрузии характеризуются более крупно-равномернозернистой долеритовой или

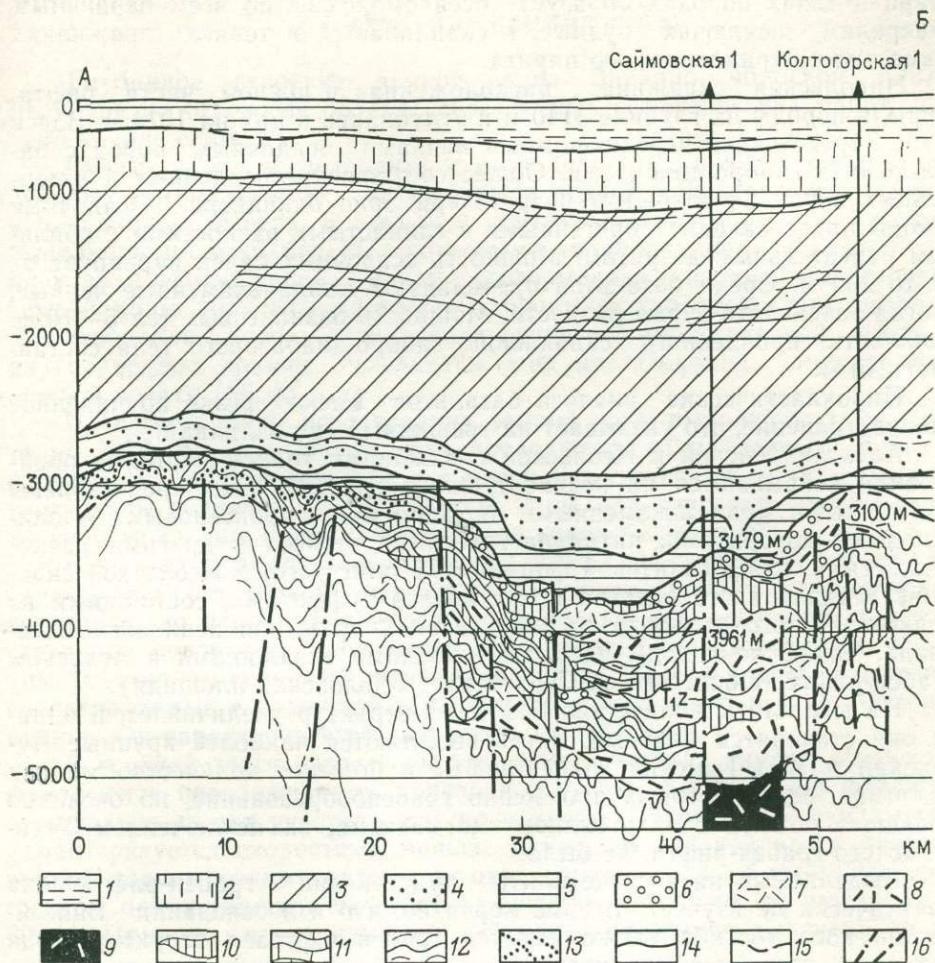


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта.
 Отложения: 1 — палеоген-четвертичные; 2 — верхнемеловые; 3 — верхнеюрские — нижнемеловые; 4 — верхнеюрские; 5 — нижне-среднеюрские; 6 — лавовые тела миндалекаменных порфиритов; 7 — туфы; 8 — базальты и долериты; 9 — оливиновые базальты, пикриты; 10 — толщи пород, полностью или частично измененные гидротермальными процессами; 11 — известняки; 12 — метаморфические толщи пород; 13 — толщи пород, подверженные процессам выветривания. Сейсмические границы (приведены по материалам работ Томского геофизического треста): 14 — отражающие; 15 — пре-ломляющие; 16 — разломы

оффитовой структурой, плотной массивной текстурой. Они представлены долеритами, оливиновыми базальтами и др. Все породы сильно изменины гидротермальными процессами. Изменение первичных минералов выражается, в первую очередь, в замещении плагиоклаза альбитом. В долеритах, где пироксен еще сохранился в свежем состоянии, плагиоклаз замещен мелкозернистым агрегатом альбита, серицита, хлорита и кальцита. Оливин в основном переходит в карбонаты (анкерит, маг-

незит, кальцит) с большим количеством гидроокислов железа. Изредка по нему развиты иддингсит или тальк. Остальные темноцветные минералы и основная масса эфузивов замещены хлоритом, карбонатами, диккитом, гидроокислами железа, лейкоксеном. Встречаются разновидности пород, минералы которых полностью замещены кварцем. Кварц в таких породах образует псевдоморфозы по всем первичным минералам, исключая рудные, и скапливается в тонких прожилках совместно с вкрапленностью пирита.

Никольская скважина, расположенная в южной части рифта, вскрыла породы на глубине 3140 м и углубилась в них на 1374 м. Здесь разрез представлен чередующимися пачками осадочных пород с базальтами и габбро-диабазами. Общее соотношение осадочных и изверженных пород во вскрытом разрезе примерно одинаково. Осадочные породы представлены терригенными и глинистыми разностями с обильным растительным детритом. Мощность осадочных пачек варьирует от 40 до 200 м. Среди базальтов преобладают миндалекаменные черные, иногда зеленовато-бурые разности. Мощность базальтовых тел 5—10 м. Мощность пройденного скважиной габбро-диабазового тела составляет 240 м.

Пирокластические аналоги базальтов имеют резко подчиненное распространение, что указывает на трещинный тип излияний.

Александровской и Игольской скважинами грабен-рифтовые образования вскрываются на незначительную глубину. Они представлены идентичными миндалекаменными порфиритами, пироксеновыми и оливиновыми долеритами, интракластическими туфами и другими разновидностями пород базитовой формации. Кроме того, в Игольской скважине верхняя часть разреза представлена туффитами, состоящими из мелковзернистого кальцита со значительной примесью пеплового материала. Такие же породы вскрыты глубокими скважинами в Аганском грабен-рифте (Локосовская, Сургутская, Фроловская площади).

На юге плиты количество рифтовых структур увеличивается, однако они становятся мелкими. Здесь выделяются наиболее крупные Чусикский и Усть-Тымский грабен-рифты и большое количество мелких разломов, вдоль которых произошло грабенообразование, но очевидно большого объема базальтоидного магматизма, за исключением Усть-Тымского грабен-рифта, не было.

Выделяемый на востоке плиты Худосейский грабен-рифт пока практически не изучен. Вероятно, что и в основании Енисей-Хатангского прогиба также имеется грабен-рифтовая структура, так как здесь присутствуют интенсивные линейные магнитные аномалии.

Таким образом, геофизические данные и керн глубоких скважин показывают, что Колтогорско-Уренгойский и другие грабен-рифты Западной Сибири относятся к межконтинентальному типу по классификации Е. Е. Милановского. Они образовались в результате раскола и раздвига литосферной плиты в начале триаса.

Рифтогенез раннетриасовой эпохи как частный случай спрединга литосферных плит был кратковременным. Процесс раздвига сопровождался излиянием в большом объеме базальтоидной магмы не только в Западной Сибири. Громадное количество базальтов излилось и в пределах Сибирской платформы, где в связи с широким развитием мощного осадочного покрова и выдержанностью слоев, кроме покровных излияний, имелась широкая возможность послойного внедрения базальтов.

Увеличение поперечных размеров и глубины Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта на севере, наличие там и других крупных грабен-

рифтовых зон — Худуттейской и Худосейской — показывают, что именно здесь раздвиг литосферных плит был наибольшим. С процессом дальнейшего развития рифтогенеза мы связываем общее погружение территории и формирование Западно-Сибирской плиты, причем наиболее интенсивное прогибание характерно для северной ее части.

§ 4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глубинное строение земной коры Западно-Сибирской плиты, несмотря на огромные объемы проведенных геофизических работ, изучено крайне слабо.

Сейсмические исследования с этой целью здесь выполнены по отдельным региональным маршрутам в южной и центральной частях и на крайнем севере. В южной и центральной частях плиты работы выполнены по методике ГСЗ точечными зондированиями с использованием волн разных типов. Наряду с информацией о внутреннем строении земной коры получены данные о скоростной характеристике разреза, что позволило более определенно судить о геологической природе внутрикоровых границ. Результаты этих исследований широко освещены в печати [25, 35 и др.].

На севере плиты исследования земной коры выполнены также методом ГСЗ, но регистрация волн проводилась из удаленных пунктов взрывов [6]. По продольным, поперечным и обменным волнам охарактеризованы границы внутри земной коры. На разрезах фиксируется множество границ, природа которых до конца не выяснена.

В южных и центральных районах плиты на глубинных сейсмических разрезах в земной коре прослеживаются четыре сейсмических горизонта, но непрерывно прослежены только два: верхний, соответствующий поверхности доюрского фундамента, характеризуется широким диапазоном скоростей, изменяющихся от 4,9 до 6,4 км/с, и нижний, сопоставляемый с подошвой земной коры или с поверхностью Мохоровичича. Он характеризуется скоростью 7,9—8,1 км/с.

В верхней части разреза на отдельных участках внутри доюрского фундамента прослеживается горизонт с V_g 6,3—6,4 км/с. Он фиксируется только на тех участках, где поверхность доюрского фундамента характеризуется скоростями меньше 6 км/с. В средней части разреза земной коры прослеживается еще один горизонт с V_g 7 км/с. Эта граница на одних участках залегает на глубине 15—17 км, на других 25—30 км. Природа последних двух сейсмических границ выяснена не до конца.

Сейсмический горизонт с V_g 6,3—6,4 км/с на одних участках, по-видимому, сопоставляется с поверхностью докембрийских геосинклинальных комплексов, подстилающих палеозойские отложения впадин, прогибов и срединных массивов; на других — отражает, по-видимому, фронт метаморфизма пород или подошву многосинклинальных комплексов в пределах антиклиниориев инверсионного типа.

Сейсмический горизонт с V_g 7 км/с, вероятно, является границей раздела гранитно-метаморфического и базальтового слоев и связывается нами с поверхностью Конрада.

В общем случае поведение и взаимоотношение внутрикоровых границ, их скоростные параметры указывают на значительную сложность строения земной коры Западно-Сибирской плиты, обусловленную ее длительной и многоэтапной историей тектонического развития.

Поверхность Мохоровичича, как известно, отражает в большей степени тектонические процессы, протекавшие в земной коре и верхней

мантии в мезозойско-кайнозойский этап. Являясь границей раздела двух резко выраженных неоднородных сред (земная кора — верхняя мантия), она изменяет свои скоростные параметры и положение в связи с изменениями свойств этих сред. Тектонические движения платформенного этапа обусловили перераспределение масс в нижней части коры и верхней мантии, последнее отразилось и на положении поверхности Мохоровичича. Под зонами, испытавшими длительное погружение, она переходит на более высокий гипсометрический уровень; под зонами воздымания — опускается на более низкий гипсометрический уровень.

Анализ граничных скоростей по поверхности Мохоровичича в пределах Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления подтверждает наложенную природу этой границы.

Мощность земной коры Западно-Сибирской плиты изменяется от 26 до 45 км, а в среднем она на 10 км меньше, чем мощность земной коры под окружающими ее горными сооружениями. Граничные скорости по поверхности Мохоровичича на 0,2—0,3 км/с в пределах плиты меньше, чем под горным обрамлением.

Под Уралом, Алтае-Саянской областью, Центральным Казахстаном скорости продольных волн на границе Мохоровичича изменяются в пределах 8,0—8,4 км/с, а под Западно-Сибирской плитой 7,9—8,1 км/с [35]. Эти данные подтверждают, что сокращение мощности земной коры под Западно-Сибирской плитой произошло в мезозойско-кайнозойское время за счет изменения физико-химических свойств пород нижней части базальтового слоя и причленения ее к верхней мантии. Под горными сооружениями, наоборот, в этот период мощность земной коры увеличилась за счет изменения физико-химических свойств пород верхней мантии и причленения их к базальтовому слою.

Изменения физико-химических свойств пород на границе кора — верхняя мантия и переход поверхности Мохоровичича на другой уровень происходит под действием интенсивных тектонических процессов и в пределах отдельных крупных структурно-формационных зон. Это находит отражение в виде локальных ундуляций поверхности Мохоровичича амплитудой до 5 км на общем фоне погружения ее от центра в сторону горного обрамления, например, от Западно-Сибирской плиты в сторону Алтае-Саянской складчатой области.

Такого типа локальные ундуляции поверхности Мохоровичича обусловлены тектоническими процессами геосинклинального,protoорогенного, дейтероорогенного этапов развития и рифтогенеза, которые протекали здесь в позднем палеозое и раннем мезозое.

С постгеосинклинальными этапами, как уже указывалось, связано формирование структурно-формационных зон типа унаследованно-наложенных или наложенных впадин, краевых прогибов, горстовых поднятий, синклиниориев и антиклиниориев. Их формирование несомненно обусловлено изменениями физико-химических свойств пород на границе кора — верхняя мантия. Например, отмечается локальное увеличение мощности земной коры за счет базальтового слоя на участке с. Александровское — д. Усть-Тым. Оно обусловлено процессами рифтогенеза в начале мезозоя, когда сформировалась рифтовая система с образованием ряда грабен-рифтов (Колтогорско-Уренгойского, Усть-Тымского, Аганского и др.). Раздвиг литосферных плит, вызванный рифтогенезом, обусловил за счет тангенциальных напряжений подъем участка земной коры, заключенного, в частности, между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским рифтами, и образование на этом месте положительных структур (блока) большого радиуса кривизны. Возды-

мание межрифтового блока земной коры сопровождалось увеличением мощности земной коры за счет увеличения мощности базальтового слоя и сокращения гранитно-метаморфического в результате денудационных процессов. Подобное строение земной коры отмечается под всеми блоками земной коры, испытавшими интенсивное вздымание в мезозое (Салайский кряж, Кузнецкий Алатау и др.). В других же типах зон отмечается согласное залегание поверхности Мохоровичча и Конрада. Например, увеличение общей мощности коры за счет гранитно-метаморфического и базальтового слоев отмечается под Новосибирским антиклиниорием инверсионного типа в Томь-Колыванской зоне.

Несогласное залегание поверхностей Мохоровичча и Конрада и общее уменьшение мощности земной коры отмечается под всеми впадинами и краевыми прогибами, испытавшими интенсивное прогибание в позднем палеозое и раннем мезозое. Например, уменьшение мощности земной коры наблюдается под Кузнецкой, Тегульдетской, Касской и другими палеозойскими впадинами, Предуральским, Урало-Казахстанским и другими прогибами.

Таким образом, сейсмические данные, выполненные в южной части плиты, позволили оценить мощность земной коры этого региона, а также выяснить особенности строения земной коры отдельных ее зон и природу внутрикоровых границ. В обобщенном виде строение земной коры Западно-Сибирской плиты отражено на рис. 4.

Новые данные о строении земной коры в последнее время получены на севере Западно-Сибирской плиты. Здесь, как уже указывалось, выполнено три профиля ГСЗ: широтный профиль Воркута — Норильск, меридиональный Уренгой — о. Шокальского и небольшой профиль, пересекающий Енисейский залив.

На широтном профиле прослеживается целый ряд сейсмических границ (рис. 5). Так как эти глубинные горизонты в ряде случаев являются границами обмена продольных и поперечных волн, то о природе их судить пока трудно.

Самая глубокая и наиболее четкая граница обмена прослеживается в интервале 35—45 км и сопоставляется рядом исследователей с поверхностью Мохоровичча [6]. Однако если судить по мощности осадочного платформенного чехла и, следовательно, интенсивности прогибания северной части плиты в мезозое и кайнозое, а также учитывать данные ГСЗ на юге плиты, то эта граница, по-видимому, не отражает современной поверхности Мохоровичча. Глубина залегания современной поверхности Мохоровичча, по нашим расчетам, с учетом принципа изостазии, не должна здесь превышать 30—35 км. Приблизительно на таких глубинах просматривается другая граница обмена. По-видимому, нижняя сейсмическая граница скорее всего отвечает границе палеоМохо, т. е. она указывает на мощность коры этого региона конца палеозойского времени. Существование границы палеоМохо отмечается по сейсмическим данным и в других регионах [33]. В данном случае процесс погружения северной части Западно-Сибирской плиты был очень интенсивным в мезозое и особенно в кайнозое, и за этот относительно короткий отрезок времени подошва современной земной коры переместилась на новый гипсометрический уровень; по акустическим свойствам она менее жесткая, чем древняя подошва земной коры (на начало образования платформы).

Глубинные сейсмические зондирования, выполненные на территории Западно-Сибирской плиты, дали возможность составить представления о строении земной коры ограниченной части районов. Для большей же части плиты подобные сведения о строении земной коры отсут-

ствуют. Поэтому, используя принцип изостазии и опираясь на данные ГСЗ (см. главу I), нами были определены глубины до подошвы земной коры для территории Западно-Сибирской плиты в целом и ее горного обрамления. На основании этих данных была составлена карта мощности земной коры (см. рис. 4).

Глубины до подошвы земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты изменяются от 27 до 45 км. В южной половине подошва находит-

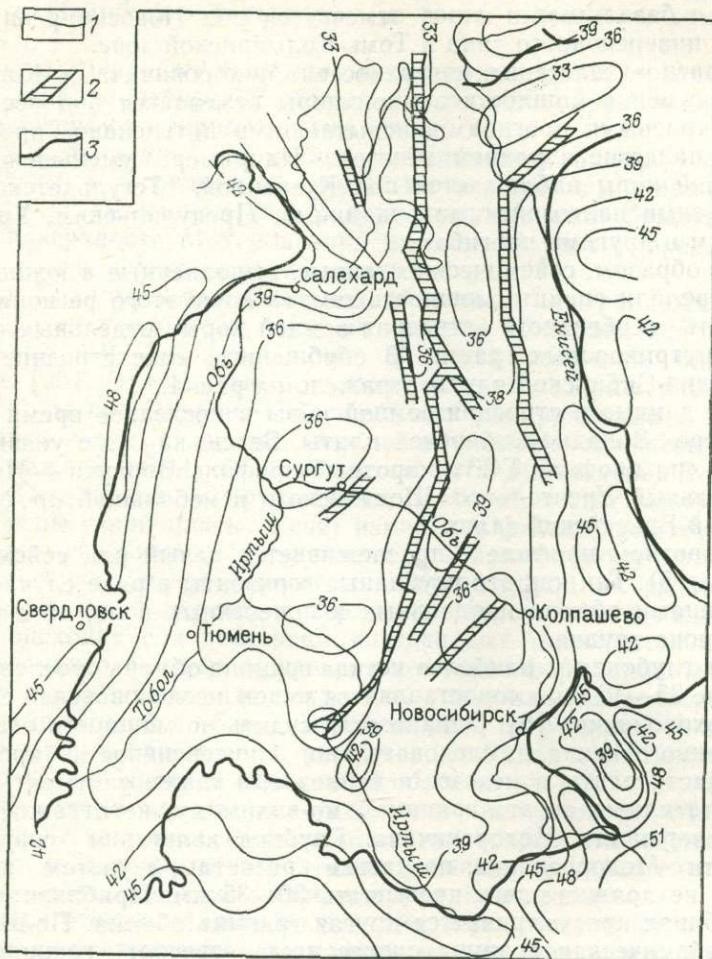


Рис. 4. Схематическая карта мощности земной коры Западно-Сибирской плиты. Составили: В. Н. Крамник, В. С. Сурков.

1 — изопахиты земной коры, км; 2 — зоны триасовых грабен-рифтов; 3 — обрамление Западно-Сибирской плиты

ся в среднем на глубине 33—37 км, на севере 27—33 км, а в складчатых сооружениях мощность коры увеличивается до 40—45 км и даже 55 км (Урал — 45—48 км, Центральный Казахстан — 41—46 км, Алтай-Саянская складчатая область — 45—55 км, Енисейский кряж — 41—45 км, Таймыр — 39—40 км). Мощность земной коры, как уже указывалось, сокращена на 3—4 км в пределах всех палеозойских впадин и краевых прогибов, выделенных в фундаменте (Касская, Тегульдетская,

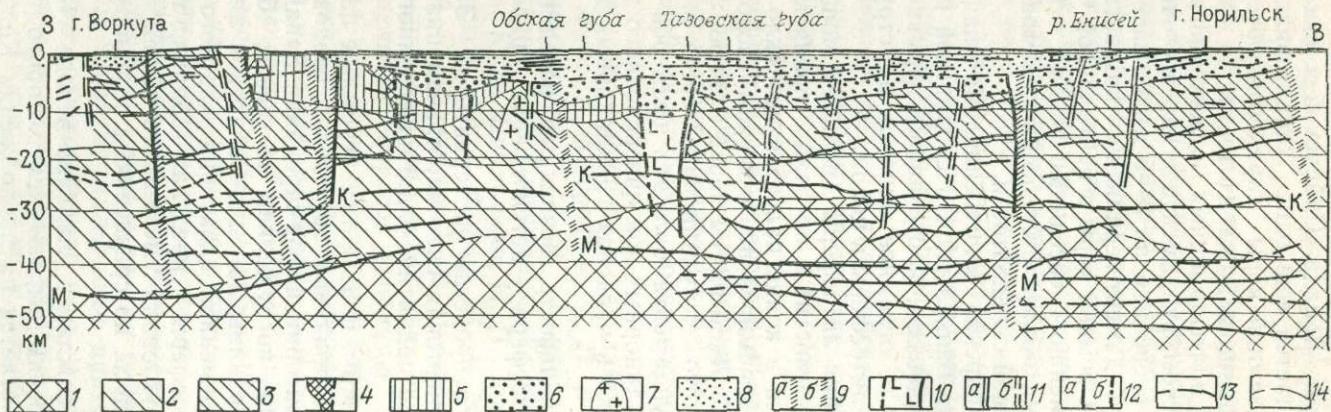


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Воркута—Норильск. Составили О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, В. С. Сурков; сейсмические границы по [6].

1 — верхняя мантия; 2 — базальтовый слой; 3 — архейско-протерозойские метаморфические комплексы; 4 — основные и ультраосновные интрузивные тела; 5 — палеозойские складчатые комплексы; 6 — энгесинклинальные комплексы; 7 — гранитоиды; 8 — плитный комплекс; 9 — зоны глубинных разломов по сейсмическим данным (а — уверенные, б — предполагаемые); 10 — рифтовый комплекс; 11 — глубинные разломы в земной коре по сейсмическим данным (а — уверенные, б — предполагаемые); 12 — рифтовый комплекс; 11 — глубинные разломы в земной коре по сейсмическим данным (а — уверенные, б — предполагаемые); 12 — глубинные разломы по комплексной интерпретации геологического-геофизических данных (а — разделяющие складчатые системы, б — разделяющие структурные зоны); 13 — сейсмические границы в земной коре; 14 — границы раздела земной коры расчетные, с учетом изостазии

Колпашево-Нарымская впадины, Урало-Казахский, Иртышский прогибы).

Наиболее резко сокращена (25—30 км) мощность земной коры на севере плиты, в ее центральной части и в Усть-Енисейской впадине.

В строении земной коры Западно-Сибирской плиты, как видно из схемы (см. рис. 4), намечается еще одна характерная особенность. Увеличенной мощностью земной коры характеризуются зоны более древнего возраста геосинклинальной складчатости.

При равной мощности платформенных отложений зоны с салаирским и байкальским возрастом фундамента в юго-восточной части плиты имеют мощность коры в среднем на 3—5 км больше, чем в центральной части плиты, где фундамент герцинского возраста.

Уменьшенная мощность земной коры в центральной части Западно-Сибирской плиты по сравнению с соседними зонами с более древним возрастом фундамента нами объясняется особым состоянием литосферы, в пределах зон герцинской складчатости.

Центрально-Западносибирская миогеосинклинальная система герцинид заложилась на месте байкальской и салаирской складчатых систем. Геосинклинальные процессы, протекавшие постоянно один за другим, несомненно, оказали огромное влияние на структуру, состав и состояние земной коры и литосферы в целом.

В силу особого состояния литосферы (меньшей мощности, а главное уменьшенной общей плотности) в пределах герцинской складчатой системы на месте последней в конце палеозоя возникло сводовое поднятие. На существование огромного по размерам сводового поднятия на территории Западно-Сибирской плиты перед платформенным этапом указывает наличие глубокого денудационного среза и обнажение на поверхности доюрского фундамента больших размеров гранитоидных массивов в пределах антиклинальных зон инверсионного типа и полный размыт орогенных формаций в пределах синклинальных зон и внутренних впадин.

Гравитационная неустойчивость, возникшая вследствие сводового поднятия на границе литосфера — астеносфера, привела к расколу литосферы и раздвигу плит.

Под воздействием этого процесса на территории Западно-Сибирской плиты образовалась рифтовая система, причем она образовалась только в пределах сводового поднятия, охватившего миогеосинклинальную систему герцинид.

Раздвиг литосферных плит и излияние огромных по объему масс базальтов явились главной причиной обрушения сводового поднятия, погружения обширной территории и формирования Западно-Сибирской плиты. Область, охваченная погружением на севере, была намного больше, чем современные границы Западно-Сибирской плиты и простиралась на территорию современной акватории Карского моря. Общие особенности строения литосферы в пределах герцинид и большая интенсивность прогибания обусловили уменьшение общей мощности современной земной коры здесь, по сравнению с соседними более древними зонами.

Об этом также свидетельствует наличие в зоне Карского моря грабен-рифта, морфологическим выражением которого служит желоб «Святой Анны». Он располагается на продолжении Колтогорско-Уренгойского желоба. Спрединг литосферных плит кайнозойской эры и образование современного срединно-океанического хребта Геккеля привели к образованию бассейна Северного Ледовитого океана и его окраинных морей, в том числе Карского. Вышесказанное, а также погружение

герцинских структур в северном направлении в акватории Карского моря, позволяют говорить о развитии герцинид под мезозойскими отложениями в пределах территории Карского моря и что под водами Карского моря погребена область по строению фундамента и платформенного чехла идентичная центральной части севера Западно-Сибирской плиты.

§ 5. ПРОБЛЕМА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

Перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений в 30—40-х годах оценивались в основном исходя из анализа окружающих Западно-Сибирскую плиту горных сооружений.

В настоящее время перспективы поисков нефти и газа в палеозойских отложениях связываются в первую очередь с осадочными бассейнами доюрского фундамента, перекрытыми мезозойско-кайнозойским чехлом плиты, а не с открытыми бассейнами горного обрамления. Непосредственным толчком к широкому изучению нефтеносности доюрских комплексов плиты явились промышленные притоки нефти, полученные на ряде площадей из разнородных по составу пород доюрского фундамента.

Проблема поисков нефти в палеозойских отложениях наиболее актуальна для южных районов плиты, где мощность платформенного чехла не превышает 3—3,5 км, а во многих случаях значительно меньше.

Проблема нефтеносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты состоит из двух принципиально различных задач: 1) поиски нефти в палеозойских осадочных бассейнах и 2) поиски нефти в дезинтегрированной части пород поверхности погребенных выступов фундамента.

Сведения по нефтегазоносности фундамента плиты опубликованы в работах О. Г. Жеро, А. А. Трофимука, Л. В. Смирнова, В. С. Суркова, В. С. Вышемирского, А. Э. Конторовича, О. Ф. Стасова, А. М. Бриндзинского, В. Г. Елисеева, О. Г. Зарипова, И. И. Нестерова, Ф. К. Салманова, К. А. Шпильмана, Н. П. Запивалова, Е. Г. Журавлевой, Т. А. Лапинской, Ю. Г. Файна, Е. М. Зубарева, В. А. Минько, Е. Н. Глебовской, Г. П. Евсеева, В. В. Иванова [9, 11, 13, 20, 40, 41] и др. Среди указанных исследователей пока еще нет единства взглядов на ряд принципиальных вопросов проблемы нефтегазоносности доюрского фундамента и нижней части платформенного чехла. В первую очередь это относится к трактовке регионального строения палеозойских комплексов и объема отложений, которые по дислоцированности и вторичным изменениям, а также по геохимическим показателям могут рассматриваться как потенциально нефтегазоносные. Различия во взглядах именно на геологическую сторону проблемы приводят к существенно различным прогнозным оценкам.

Нефте- и газопроявления в образованиях доюрского фундамента. При проведении буровых работ в разных районах плиты были получены промышленные и полупромышленные притоки нефти и газа, а также были выявлены многочисленные газо- и нефтепроявления, так или иначе связанные с палеозойскими образованиями. В Приуральской нефтегазоносной области, а также в Красноленинском нефтеносном районе открыт ряд месторождений нефти и газа, где коллектором являются зоны дезинтеграции гранитоидных тел, базальтов и различных сланцев (рис. 6). Полупромышленные залежи были выявлены в аналогичных условиях в пределах Межовского и Александровского нефтега-

зносных районов. Здесь залежи связаны с корами выветривания гранитных массивов.

В геологическом строении поверхности доюрского фундамента большое место занимают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, из трещиноватых и выветрелых зон которых были также получены промышленные и полупромышленные притоки.

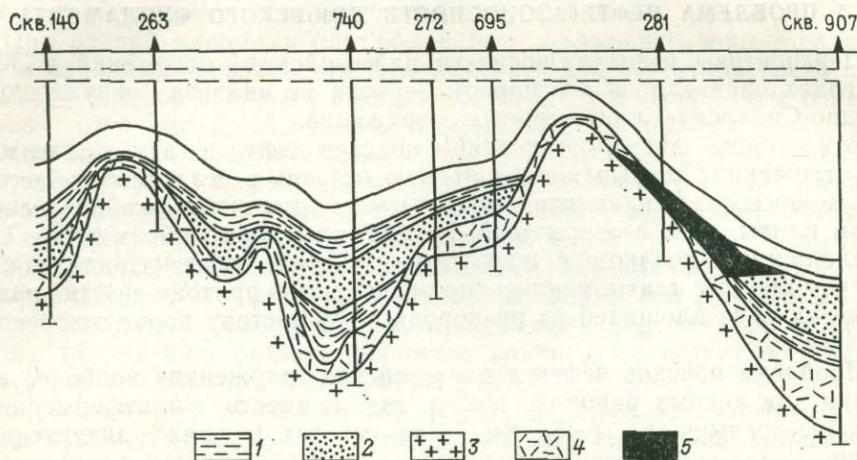


Рис. 6. Геологический разрез юрских отложений и коры выветривания фундамента Мартымья-Тетеревской группы месторождений нефти (по Журавлеву Е. Г., Лапинской Т. А., Файну Ю. Б.).

1 — глины и аргиллиты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — породы фундамента; 4 — кора выветривания фундамента; 5 — нефтяная залежь

На Межовском поднятии скв. 4 вскрыла порфирировидные катаклазированные граниты на глубине 2249 м, из приконтактовой зоны (инт. 2123—2242 м) были получены приток углекислого газа дебитом 1,5—2,0 тыс. м³/сут и притоки нефти.

На Чебачьем месторождении, расположенном в Александровском районе, залежь нефти приурочена к зоне дезинтеграции гранитного массива и выклинивающегося пласта тюменской свиты (рис. 7).

Залежь конденсата на Останинском месторождении находится в коре выветривания глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных сланцев и карбонатов. Мощность коры достигает 124 м (скв. 429). Предполагаемая залежь расположена в кровле коры выветривания, которая ложится на толщу карбонатных пород (рис. 8) и находится гипсометрически выше, чем газ.

На Мыльджинской площади (скв. 1) палеозойские комплексы представлены измененными порфиритами, перекрывающими выветрелые органогенные известняки, при совместном их испытании с породами тюменской свиты была извлечена нефть (инт. 2507—2563 м). Незначительные газопроявления были отмечены в зоне контакта в Мыльджинской скважине 4 (инт. 2564—2618 м).

Из графитизированных углисто-глинистых сланцев на Верхне-Комбарской площади при испытании их совместно с тюменской свитой открытым забоем (инт. 2790—2902 м), получили приток пластовой воды и газа с конденсатом.

Незначительные газопроявления на Северо-Васюганской площади отмечены в песчаниках нижней части тюменской свиты, которая лежит на коре выветривания зеленокаменных диабазов и порфиритов.

Интенсивное нефтепроявление было выявлено на Ай-Кагальском поднятии (Фестивальное месторождение). Здесь в скв. 252, где тюменская свита на глубине 3063 м перекрывает серпентинизированные ультраосновные породы, с помощью испытателя пластов из инт. 3064—3100 м подняли 0,5 т нефти. Затем, при опробовании инт. 3016—3100 м открытый стволом был получен промышленный фонтан нефти.

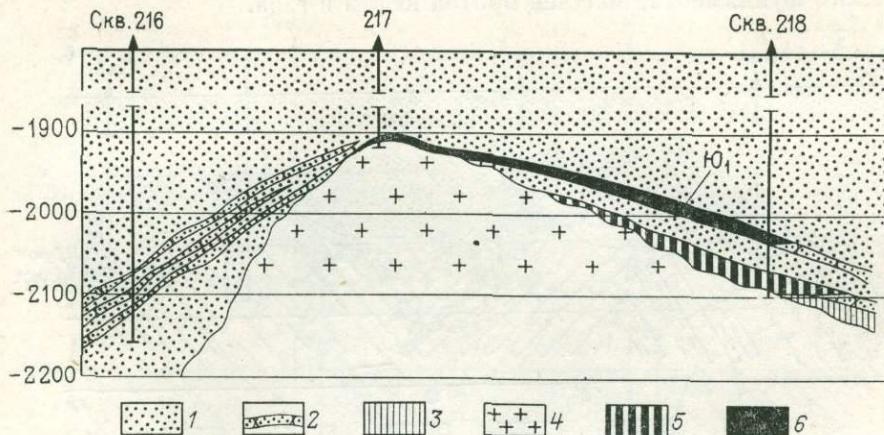


Рис. 7. Геологический разрез Чебачевого нефтяного месторождения. Составил Л. В. Смирнов.

1—2 — платформенный комплекс (2 — пласты песчаника — Ю₁ — индекс пласта); 3 — тюменская свита; 4 — Назинский гранитный массив; 5 — зона дезинтеграции гранита; 6 — нефтяная залежь

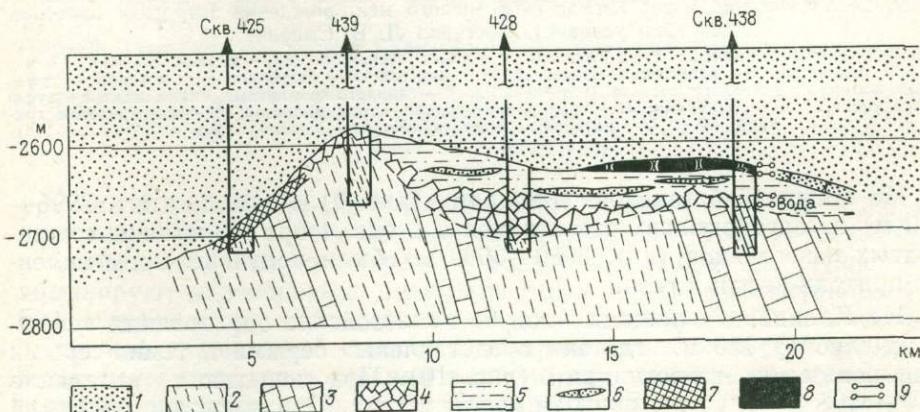


Рис. 8. Геологический разрез Останинского месторождения (строение палеозоя пока-зано условно). Составил Л. В. Смирнов.

1 — платформенный комплекс; 2 — глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — зона дезинтеграции; 5 — кора выветривания (переотложенная?); 6 — пласты песчаника; 7—8 — залежи (7 — газовая, 8 — нефтяная); 9 — интервалы опробования

На Тай-Тымской площади в скв. 2, вскрывшей на глубине 2629 м фундамент, представленный слюдистыми сланцами, из низов мезозоя (пласт Ю₃, инт. 2600—2619,6 м и возможно коры выветривания сланцев) была извлечена нефть.

На Верх-Тарской площади в скв. 3 при испытании зоны дезинтеграции и выщелачивания известняков (инт. 2692), перекрытых глинами тюменской свиты, был получен промышленный приток нефти, который через двое суток прекратился, и скважина начала переливать воду.

С карбонатным коллектором поверхности доюрских образований связаны притоки нефти на Медведевской площади, где скв. 6 из интервала 2690—2734 м получен фонтан. Испытание производилось открытым стволов совместно с нижними горизонтами тюменской свиты.

На Северо-Останинской площади в скв. 3 (инт. 2793—2842 м) из кавернозных серых и светлосерых доломитов, слагающих поверхность доюрского фундамента, получен приток нефти и газа.

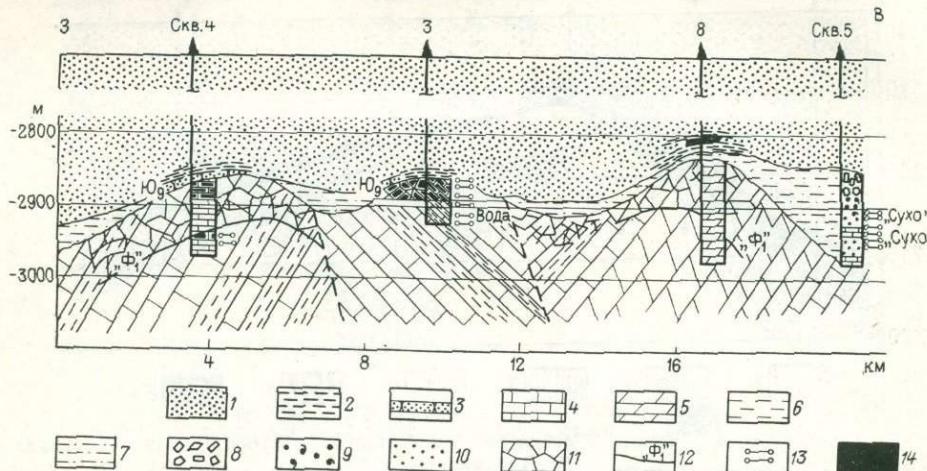


Рис. 9. Геологический разрез Нижне-Табаганского месторождения (строение палеозоя показано условно). Составил Л. В. Смирнов.

1 — платформенный комплекс; 2 — аргиллиты; 3 — пласт песчаника (Ю_3 — индекс пласта); 4 — известняки глинистые; 5 — известняки массивные; 6 — мергели; 7 — терригенные отложения с туфогенным материалом кислого состава (рэт—лейас?); 8 — глинисто-кремнистые отложения; 9 — туфы кислого состава; 10 — песчаники; 11 — зона дезинтеграции пород палеозоя; 12 — сейсмическая граница «Ф»; 13 — интервалы опробования; 14 — залежи нефти

На Нижне-Табаганской площади (рис. 9) в скв. 3 (инт. 2995—3010 м) из органогенных известняков и в скв. 4 при испытании трещиноватых известняков (инт. 3080—3090 м) были получены промышленные притоки нефти и газа.

На Калиновой площади (скв. 6) палеозойские образования вскрыты на глубину 180 м, где они представлены серыми и темно-серыми трещиноватыми известняками (рис. 10). При испытании интервала 2990—3005 м получены притоки нефти и газа. При испытании в скв. 1 из зоны контакта получен приток водонефтяной эмульсии.

На Урманской площади в скв. 1 из известняков (инт. 3060—3073 м) получен промышленный приток нефти. В скв. 2 залежь приурочена к пласту бокситов, залегающих на известняках (рис. 11). В скв. 4 незначительный приток водонефтяной эмульсии отмечен несколько выше зоны контакта палеозоя в песчаниках триаса [18].

Незначительное нефтепроявление имело место в скв. 3 Тамбаевской площади. При испытании зоны трещиноватых известняков на глубине 560 м от поверхности палеозоя получен приток пластовой воды с пленкой нефти и большим содержанием растворенного газа. Это одно из нефтепроявлений в глубоких горизонтах палеозоя.

Тщательные исследования карбонатных отложений силура и девона, вскрытых Малоичской скв. 4 на глубину 1762 м, показали, что по всему разрезу имеются нефте- и битумопроявления. При испытании

нижней части разреза получили нефть. Доломитизированные известняки в значительной степени кавернозны и трещиноваты.

Наиболее интересные нефтепроявления в палеозойских отложениях были обнаружены при проведении буровых работ в Тургайском прогибе. Первые нефтепроявления в этом районе были выявлены еще в 1952 г. в нижнекаменноугольных известняках. Нефтепроявления при-

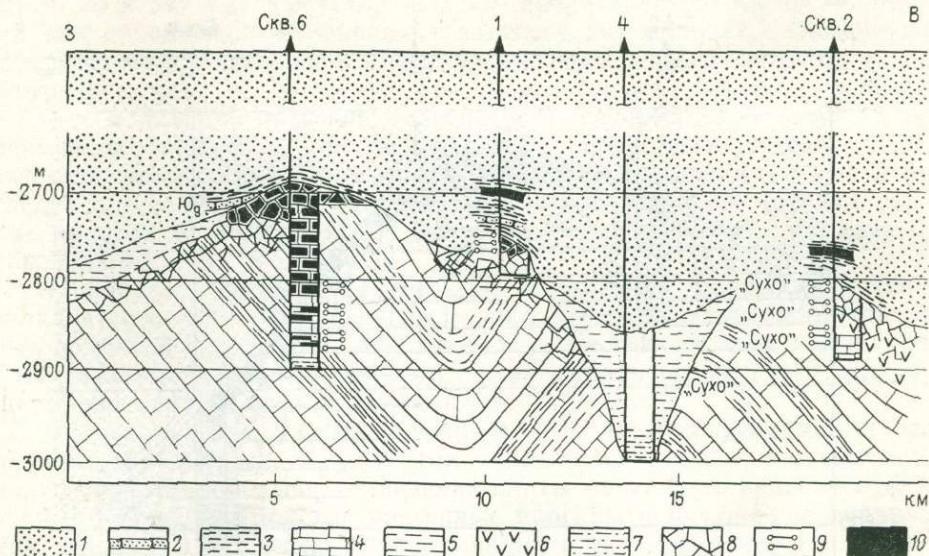


Рис. 10. Геологический разрез Калиновского месторождения (строение палеозоя показано условно). Составил Л. В. Смирнов.

1 — платформенный комплекс; 2 — пласт песчаника (Ю₉ — индекс пласта); 3 — аргиллиты; 4 — известняки глинистые; 5 — мергели; 6 — эффузивы основного состава; 7 — алевролиты и аргиллиты (рэз-лейас?); 8 — зона выщелачивания и дезинтеграции пород палеозоя; 9 — интервалы опробования; 10 — залежи нефти

урочены к терригенно-карбонатной толще нижнего карбона, их количество возрастает с глубиной, причем до 200—250 м от эрозионной поверхности присутствуют твердые и мазеобразные битумы, глубже 250 м доминируют мазеобразные битумы и густая нефть, а на глубинах 450—500 м нефть имеет почти нормальную консистенцию. Такое распределение нефтепроявлений совершенно определено указывает на присутствие углеводородов в нижнем карбоне еще до того как породы подверглись денудации, т. е. встречена заведомо палеозойская нефть. Слабый приток тяжелой смолистой нефти получен из скв. 119 (инт. 440—540 м). Анализ качественного распределения по разрезу рассеянного органического вещества и битумов, сопоставление их состава с составом нефти показал, что нефтегенерирующими толщами являются терригенно-карбонатные образования нижнего карбона.

В 1963—1973 гг. при бурении Кустанайского опорного профиля вновь, уже в другом месте, были получены многочисленные нефтепроявления в известняках и проведено структурно-поисковое бурение. В разрезах почти всех скважин имеются проявления легкой, вязкой нефти и твердых битумов. Приурочены они к трещинам, стилолитовым швам, зеркалам скольжения и кавернам в известняках. На Щербаковской площади Кустанайского профиля скв. 1-п в интервале 977,2—1046,9 м, который расположен на 100 м ниже эрозионной поверхности, были получены притоки нефти.

Значительные нефтепроявления в пределах западного борта плиты связаны с эффиузивно-осадочной толщей триаса Челябинского, Анохинского и других грабенов.

Приведенные материалы показывают, что в палеозойских отложениях нефть и газ и битумы встречены в разных типах пород: в дезинтегрированных палеоэкзогенными процессами магматических (границ-

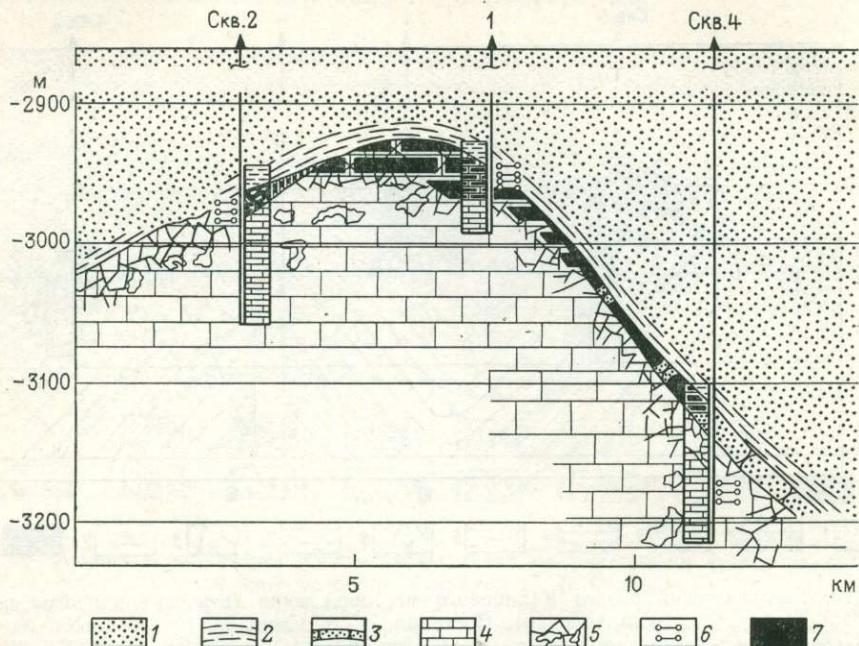


Рис. 11. Геологический разрез Урманского месторождения нефти. Составил Л. В. Смирнов.

1 — платформенный комплекс; 2 — глинистая покрышка (юрская); 3 — пласт песчаника; 4 — массивные известняки (элементы залегания массивных известняков неизвестны); 5 — зона выщелачивания и дезинтеграции; 6 — интервалы опробования; 7 — залежи нефти

ты, базиты), метаморфических (филлиты, глинистые, серицитовые, альбит-хлоритовые, альбит-кварц-серицитовые сланцы) образованиях, а также в кавернозно-трещинном коллекторе осадочных пород (известняках, аргиллитах, алевролитах, песчаниках).

Осадочные бассейны доюрского фундамента. При выяснении перспектив нефтеносности палеозойских отложений доюрского фундамента плиты первостепенной задачей является выявление седиментационных бассейнов, установление их размеров и мощности осадочных толщ, их выполняющих. Мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты подстилается очень сложно построенным гетерогенным фундаментом. По своему строению фундамент практически не отличается от строения горноскладчатого обрамления плиты. В зависимости от возраста складчатости, в фундаменте развиты структуры геосинклинального,proto- и дейтероорогенного этапов, характеризующихся теми или иными присущими им формациями. Поэтому принципиально ошибочны представления, допускающие возможность существования широко развитого палеозойского платформенного чехла (типа Русской или Сибирской платформ) под мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты. Наличие покровов платформенного типа можно

предполагать только в Приенисейской полосе плиты, где фундамент имеет байкальский возраст складчатости, и то он сохранен только в изолированных впадинах. На остальной части плиты возраст стабилизации фундамента палеозойский, т. е. осадконакопление в палеозое происходило на этой территории в сложной тектонической обстановке развития геосинклинальных систем, их превращения в складчатые системы со всеми вытекающими из этого неблагоприятными последствиями для сохранения флюидов в палеозойских породах. Совершенно естественно, что, обращаясь к палеотектоническим и литолого-палеогеографическим построениям, мы констатируем широкое развитие в среднем палеозое морских условий седиментации на территории современной Западно-Сибирской плиты; однако в тектоническом плане эти морские бассейны были преимущественно геосинклинальные и последующие складчатость, метаморфизм и гранитизация морских осадков привели к формированию глубокометаморфических складчатых образований.

Наиболее благоприятными для сохранения пород от влияния складчатости и метаморфизма были зоны крупных интрагеосинклинальных поднятий и срединных массивов, т. е. жестких блоков, реагировавших на тектонические движения в геосинклинальных прогибах, преимущественно вертикальными движениями.

Таким образом, учитывая возраст складчатости фундамента, осадочными бассейнами, сложенными относительно слабо измененными палеозойскими породами, в пределах плиты могут быть краевые и межгорные позднепалеозойские орогенные прогибы и внутренние впадины, центральные части крупнейших синклиниориев, выполненных средневерхнепалеозойскими отложениями, унаследованно-наложенные среднепалеозойские впадины районов раннепалеозойской складчатости, осадочные отложения на срединных массивах и участках докембрийской складчатости.

Необходимо отметить, что среди исследователей Западно-Сибирской плиты нет единства в критериях диагностики отложений, слагающих указанного типа бассейны. Основной причиной этого является некомплексность анализа геолого-геофизической информации.

Некомплексные исследования отдельных сторон проблемы нефтегазоносности палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты, как показывает опыт, приводят порой к необоснованным выводам. Так, например, широкое распространение сейсмического преломляющего горизонта с V_g 6,2—6,4 км/с, отстоящего от поверхности фундамента на 3—6 км и более, рядом исследователей трактуется как толща образований промежуточного комплекса карбонатно-терригенного состава. Петрографические исследования вскрываемых скважинами пород в пределах большинства участков, выделенных по сейсмическим данным как территории развития осадочных отложений промежуточного яруса, показывают широкое развитие дислоцированных отложений с региональным метаморфизмом стадии глинистых сланцев. Как было показано в главе II, сейсмический горизонт с V_g 6,2—6,4 км/с связан с поверхностью кристаллического фундамента (докембрийские толщи) или стражает фронт метаморфизма пород.

Необходимо подчеркнуть, что изучение строения доюрского фундамента и особенно осадочных бассейнов эффективно может вестись только на основе комплексного анализа всех геологических и геофизических материалов.

Тектоническое районирование фундамента плиты по типам развития структурно-формационных зон является одним из главных приемов,

направленных на установление района развития осадочных пород в составе фундамента. Благодаря проведению такого районирования, основанного на комплексном анализе геологических и геофизических материалов с учетом общегеологических закономерностей строения складчатых систем и отражения их структур в тектонике чехла молодых платформ, представляется возможным наметить районы вероятного развития эпигеосинклинальных отложений. Учитывая время завершения геосинклинальной складчатости, биостратиграфические данные,

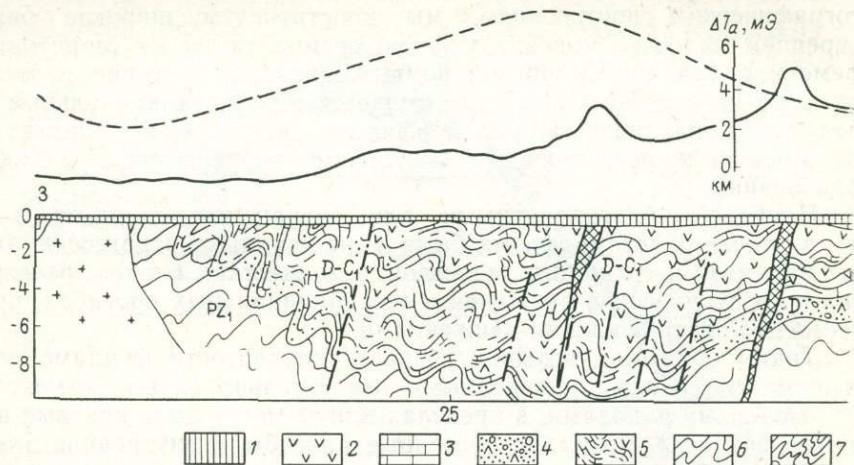


Рис. 12. Геолого-геофизический разрез Урало-Казахского краевого. 1 — формации платформенного комплекса мезозойско-кайнозойского возраста; 2—4 — формации бона, 3 — карбонатная и карбонатно-сульфатная нижнего карбона — верхнего девона, 4 — конты него палеозоя; 5—9 — геосинклинальный комплекс (5 — глинисто-сланцевые, карбонатные и эфу палеозоя, 7 — складчатые образования докембрия и нижнего палеозоя, 8 — гранитные массивы, 11 — остаточного поля силы тяжести; 12 — график напряженности магнитного поля; 13 — Кур-

абсолютный возраст пород, вскрытых скважинами, можно прогнозировать стратиграфический объем пород осадочных бассейнов и их формационный состав.

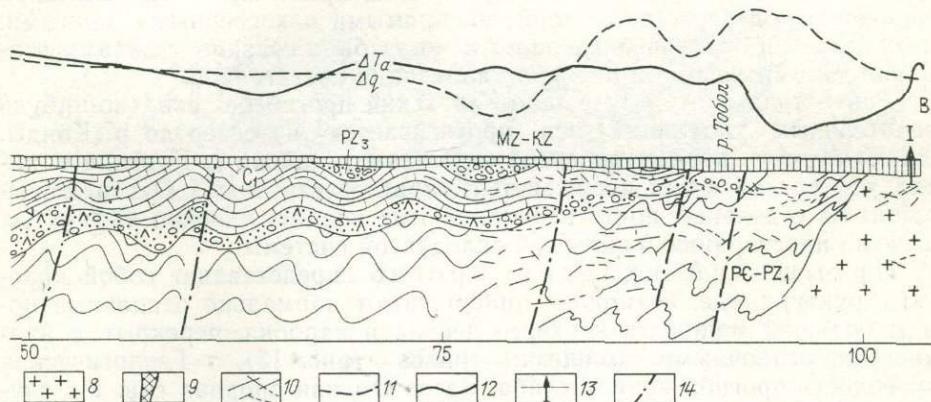
Установление мощности эпигеосинклинальных отложений базируется на анализе данных по гипсометрии поверхности геосинклинальных образований и поверхности подошвы платформенного чехла: разность отметок этих поверхностей в каждой точке, как было показано в главе I, дает количественную оценку мощности относительно слабометаморфизованных, преимущественно осадочных отложений. Гипсометрия подошвы осадочного чехла плиты достаточно хорошо изучена сейсмическими работами, а на поднятиях фундамента бурением. Рельеф поверхности складчатых геосинклинальных комплексов, судя по данным в других регионах, а также исходя из сопоставления с материалами бурения в тех пунктах, где принадлежность вскрытых пород к геосинклинальным формациям не вызывает сомнений, характеризуется четкой преломляющей сейсмической границей с граничной скоростью 5,2—6,5 км/с. К этой границе приурочено и наибольшее количество магнитоактивных тел.

Схематическая карта распространения эпигеосинклинальных осадочных доюрских образований на территории плиты была составлена как разность гипсометрии подошвы платформенных отложений и поверхности геосинклинальных образований (приложение 5). По тектонической природе седиментационные бассейны объединены в ряд групп:

бассейны, возникшие в стадию завершения геосинклинально складчатого развития земной коры (protoорогенеза); бассейны, связанные с активизацией тектонического развития (дейтероорогенеза); бассейны срединных и устойчивых массивов; бассейны грабен-рифтов.

Группаprotoорогенных бассейнов (краевые и межгорные прогибы, внутренние впадины, protoорогенные прогибы синклиниориев). Урало-Казахский прогиб представляет собой наиболее изученную отрицательную структуру фундамента юго-западной части плиты.

Изучение нефтегазоносности Урало-Казахского краевого прогиба проведено в пределах так называемого Кустанайского вала, где мощ-



прогиба. Составил Л. В. Смирнов.

«промежуточного» комплекса: 2 — вулканогенно-осадочная (андезитовая) девона — нижнего карбонатная вулканогенно-осадочная и красноцветная молассовая нижнего—среднего девона и верхнекарбонатные формации девона и нижнего карбона, 6 — складчатые образования нижнего 9 — интрузии основного состава; 10 — сейсмические отражающие площадки; 11 — график напряганская параметрическая скважина; 14 — предполагаемые разломы

ность мезозойско-кайнозойского чехла не превышает 300 м. Здесь со съемочными целями в районе пос. Новонежинка и на широте г. Кустаная с целью изучения внутреннего строения Урало-Казахстанского краевого прогиба пробурено порядка 200 картировочных скважин, из которых около 30 скважин вскрыли палеозойские комплексы на 100 м и глубже. Поэтому геологическое строение палеозойских толщ изучено несравненно лучше, чем в других районах плиты.

По характеру дислоцированности и формационному составу прогиб четко делится на внутреннюю и внешнюю зоны. Внутренняя зона, прилегающая к Уральской складчатой системе, сложена вулканогенными образованиями нижнего карбона мощностью порядка 3,5 км (рис. 12). Внешняя зона сложена также нижнекаменноугольными, но существенно карбонатными и даже гипсоносными отложениями мощностью порядка 4,0 км.

Как осадочные породы внешней зоны, так и особенно вулканогенный комплекс внутренней зоны смяты в крутие складки с многочисленными дизъюнктивами. С карбонатным и терригенным комплексом отложений нижнего карбона внешней зоны связаны многочисленные проявления нефти. Анализ количественного распределения по разрезу рассеянного органического вещества и битумов и сопоставление их состава с составом нефти показал, что нефтегенерирующими и нефте содержащими в пределах Урало-Казахского краевого прогиба являются терригенно-карбонатные образования нижнего карбона. Эти породы

претерпели значительные эпигенетические изменения, достигнув стадии катагенеза, что позволяет рассчитывать только на трещинно-кавернозный тип коллектора. Отсутствие пористости подтверждается и аналитическими данными. Исходя из своеобразия геологического строения прогиба, можно полагать, что в его недрах возможно присутствие в основном массивных и литологически ограниченных залежей. Из массивных, по-видимому, должны быть наиболее распространены залежи, связанные с трещиноватостью сводовых частей антиклиналей (например, непромышленная залежь на Новонежинской площади). Возможны также залежи, связанные с трещиноватостью, оперяющей дизъюнктивы, и в рифтовых массивах, присутствие которых в пределах перспективной территории подтверждается многими прямыми и косвенными данными. Литологически ограниченные залежи могут быть связаны с зонами вторичной доломитизации и перекристаллизации известняков.

Ранее полагалось, что Урало-Казахский прогиб без сколько-нибудь значительных ундуляций оси протягивается на север до р. Конды. Однако бурение параметрической скважины в районе г. Кургана показало, что прогиб имеет прерывистый характер строения. Очевидно, он состоит из отдельных почти изолированных впадин, линейно вытянутых согласно простирации Уральской складчатой системы.

Иртышский краевой прогиб представляет собой краевую структуру, где, возможно, присутствуют нормально осадочные породы большой мощности верхнего девона и карбона, перекрытые вулканогенно-осадочными толщами триаса (рис. 13). Геологическая изученность прогиба крайне слаба. Здесь Омская опорная скв. 1 с глубины 2767 м вскрыла алевролиты углистые, аргиллиты с прослойями и линзами угля, с подчиненными включениями песчано-алевритового и песчанистого материала. С глубины 2938 м до забоя (3006 м) скважина прошла по базальтам с редкими прослойями шоколадно-коричневых аргиллитов, песчаников и алевролитов. По геофизическим данным мощность вулканогенно-осадочных образований составляет 1,5—2,5 км. Ввиду малых размеров, сложного геологического строения бассейна и весьма неблагоприятных формаций он является малоперспективным для формирования и скопления крупных залежей нефти.

В южной части плиты имеется еще ряд мелких орогенных бассейнов: Муромцевский, Тевризский, Кыштовский, Купинский, Барабинский, сложенных вулканогенно-осадочными и терригенно-угленосными формациями, вероятно, позднекаменноугольного и пермского возраста. Скважинами на Натальинской, Тебисской, Барабинской площадях встречены алевролиты, аргиллиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, эффузивы основного состава, туфы и туффиты, песчаники и прослои с измененным углистым материалом (рис. 14). Мощность осадков невелика и максимально достигает 1,5 км (Барабинский бассейн). Структурой, аналогичной по формациям, строению и времени развития выше названным бассейнам, является Жарминский прогиб Восточного Казахстана. Последний, ввиду интенсивной дислоцированности и метаморфизма осадочных

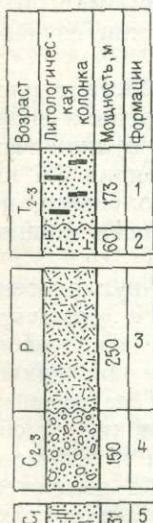


Рис. 13. Формационный ряд Иртышского краевого прогиба. Составил Л. В. Смирнов.

Формации: 1 — континентальная терригенно-угленосная сероцветная (Омская скв. 1 — опорная); 2 — липарит-базальтовая (Омская скв. 1 — опорная); 3 — континентальная вулканогенно-осадочная — липаритовая (Викуловская скв. 2); 4 — континентальная грубообломочная молassa (Викуловская скв. 2); 5 — прибрежно-морская карбонатно-терригенная (Челноковская скв. 2).

пород при их относительно небольшом объеме, не представляет интереса в смысле нефтеносности. При общей же оценке перспектив нефтеносности перечисленных прогибов необходимо учитывать их, возможно, меньшую денудированность и дислоцированность в сравнении с Жарминским. В связи с этим можно допустить, что в недрах их могут быть небольшие скопления нефти или газа, но в целом эти структуры безусловно малоперспективны.

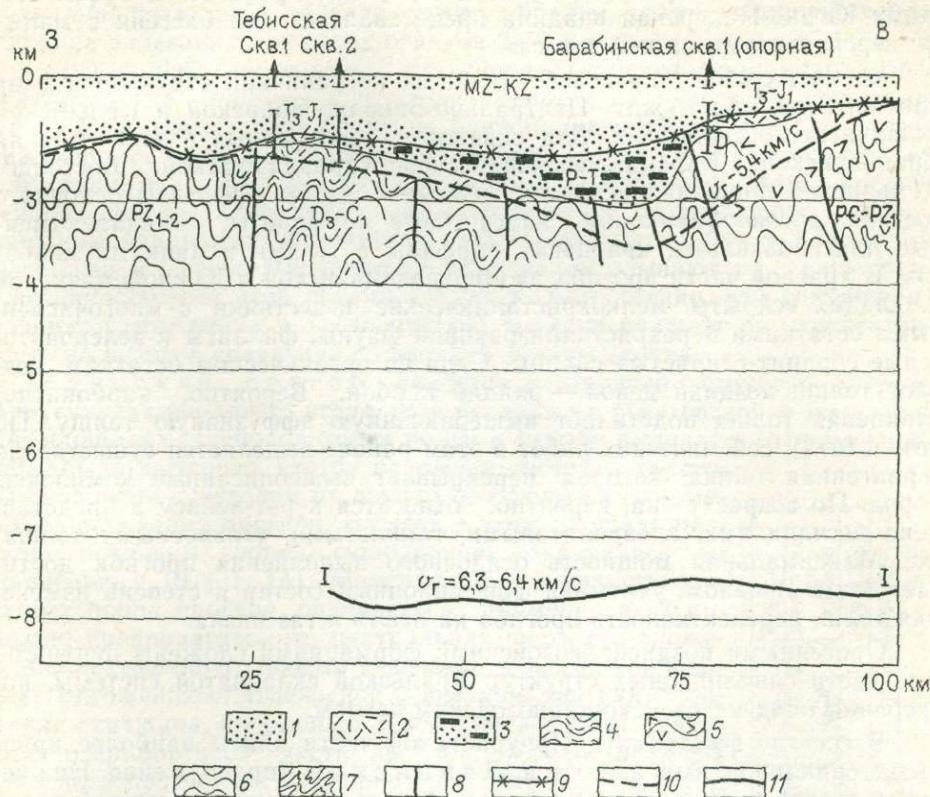


Рис. 14. Сейсмо-геологический разрез Барабинской впадины. Составил Л. В. Смирнов. 1 — формации мезозойско-кайнозойского возраста платформенного структурного комплекса (MZ—KZ). Формации «промежуточного» структурного комплекса: 2 — липаритовая верхнего триаса — нижней юры (T₃—J₁); 3 — континентальная терригенно-угленосная (Р—Т). Формации геосинклинального структурного комплекса: 4 — глинисто-углистая флишоидная верхнего девона — нижнего карбона (?) (D₃—C₁); 5 — вулканогенно-осадочная (порfirитовая) девона (?); 6 — глинисто-терригенная флишоидная нижнего—среднего палеозоя (?) (PZ₁₋₂); 7 — терригено-карбонатная (метаморфическая) докембрия — нижнего палеозоя (РЭ—PZ₁). 8 — разломы. Сейсмические границы: 9 — граница отраженных волн; 10 — граница преломленных волн; 11 — то же, по данным ГСЗ.

Вдоль р. Оби прослеживается рядprotoорогенных впадин (Кенгская, Нарымско-Колпашевская, Ларькская), которые, вероятно, сложены только угленосными толщами верхнего карбона и перми и эфузивно-осадочными образованиями триаса. Суммарная мощность осадочных пород этих впадин порядка 2 км.

Югано-Покурская внутренняя впадина расположена между Верхнедемьянской, Сургутско-Пурпейской и Нижневартовско-Агапской системами антиклиниорных зон. Верхняя часть разреза сложена эфузивно-осадочной толщей триаса, которая вскрыта Локосовской скв. 1 и представлена миндалекаменными базальтами, туфами

и туффитами. Нижняя часть, вероятно, сложена терригенными и терригенно-туфогенными толщами верхнего палеозоя. Каких-либо данных о составе, тем более геохимии их, в настоящее время не имеется. В северной части впадина пересечена рядом сейсмических профилей. По ним видно, что мощность комплекса невелика и непостоянна (от 0,5 до 2 км), а граничные скорости по поверхности значительны (5,4—5,5 км/с). Косвенно можно предположить, что осадочные породы довольно сильно литифицированы или содержат эфузивы и туфы. Поэтому Югано-Покурская впадина представляется как бассейн с малыми перспективами на нефть и газ.

Чекинский прогиб является пограничной структурой типа краевого прогиба между Центрально-Западносибирской и Салымской складчатыми системами. Ряд скважин, пробуренных в этой зоне на Крапивинской, Карандашевской, Северо-Карандашевской, Восточно-Демьянской площадях вскрыли главным образом эфузивы основного состава, роговообманковые андезитовые порфиры, миндалекаменные плагиобазальты, кварцевые порфиры с телами и дайками диабазов. В краевой части прогиба на Верхнедемьянской и Южнодемьянской площадях вскрыты мелкокристаллические известняки с многочисленными остатками перекристаллизованной фауны, филлиты и зеленовато-серые серцит-глинистые сланцы. Судя по органическим остаткам, возраст толщи поздний девон — ранний карбон. Вероятно, карбонатно-сланцевая толща подстилает вышеописанную эфузивную толщу. По результатам сейсмических работ в этом районе выделяется существенно терригенная толща, которая перекрывает вышеописанные комплексы пород. По возрасту она, вероятно, относится к рэт-лейасу и представлена песчаниками, алевролитовыми, глинистыми, угленосными толщами. Максимальная мощность осадочного выполнения прогиба достигает 3 км. В целом, учитывая формационный состав и степень изменения толщ, перспективность прогиба на нефть и газ низка.

Орогенными позднепалеозойскими формациями сложены центральные части синклиниорных структур Уральской складчатой системы, погребенные под мезозойско-кайнозойским чехлом.

В составе фундамента Приуральской части плиты наиболее крупными синклиниориями являются Ляпинский (продолжение Нижнетагильского) и Шеркалинский, разветвляющийся в южной части на Алапаевский и Талицкий. Ляпинский синклиниорий изучен только геофизическими методами. Расчеты глубин до магнитоактивных масс показывают, что мощность осадочных пород здесь достигает всего 1,5 км, а расширение синклиниория в сравнении с открытой его частью незначительно. В связи с этим по аналогии с открытой частью Тагильского синклиниория Ляпинский синклиниорий, вероятно, бесперспективен для формирования промышленных скоплений углеводородов.

Более благоприятные, но, по-видимому, не оптимальные общегеологические условия для нефтеобразования и сохранения залежей можно предполагать в Шеркалинском синклиниории, имеющем значительно большие размеры в поперечнике и большую мощность осадочных пород, чем Ляпинский синклиниорий.

Благоприятные геологические условия для нефтегазообразования, формирования и сохранения залежей можно предполагать в Байдарском и Нейтинском синклиниориях, хотя о их строении можно судить только по геофизическим данным. В этих структурах перспективы, вероятно, надо связывать с пермскими отложениями, которые широко развиты на северо-восточном склоне Пай-Хойского

антиклинонория; в синклинонорных зонах, согласно расчетам глубин до магнитоактивных масс, мощность их значительно увеличивается.

Материалы сейсмических работ последних лет, проведенных Главным Тюменским территориальным геологическим управлением с целью изучения строения складчатого фундамента (поверхность геосинклинальных комплексов), показывают, что в пределах северной части плиты мощность осадочных палеозойских и триасовых отложений в прогибах достигает 5—6 км. Возможно, что они перекрывают частично и антиклинонорные зоны, образуя, таким образом, почти сплошной чехол. Глубина залегания доюрских осадков 2—6 км.

Группа дейтероогеных бассейнов (унаследованно-наложенные и наложенные впадины и прогибы, грабены). Тегульдетская впадина представляет одну из ближайших к обрамлению структур, аналогичных группе Минусинских впадин. По данным сейсморазведки и бурения, она имеет резко сокращенный по мощности разрез средне-верхнедевонских и каменноугольных отложений по сравнению с Минусинскими впадинами. Результаты нефтеисковых работ в Южно-Минусинской и Северо-Минусинской впадинах указывают на малую перспективность всей этой группы структур. Естественно, что сокращение мощности отложений в Тегульдетской впадине снижает ее перспективность на нефть в сравнении со впадинами обрамления.

Алипский прогиб является следующей структурой типа Минусинских впадин. В результате бурения на Мартовской и Бездходной площадях, расположенных почти в центре выделяемого ранее прогиба, было выяснено, что он осложнен системой горстовых поднятий с выходом на доюрскую поверхность комплексов основания прогиба. В связи с этим площадь развития осадочных пород существенно сократилась по сравнению с 1971 г. [4]. Максимальная мощность осадочных пород прогиба оценивается примерно в 2 км. Можно предполагать, что центральная часть его сложена нижнекаменноугольными морскими и пермо-карбоновыми отложениями угленосной формации, так как Белоярская скважина, вскрывшая девонские эфузивы, находится в прибрежной части прогиба. Малые размеры Алипского прогиба не позволяют рассчитывать на большие запасы углеводородов.

Ванжилькынакская впадина является самой северной структурой из этой группы. Ажарминская и Западная скважины, пробуренные в прогибе, вскрыли красноцветные песчаники, туфопесчаники, аргиллиты (рис. 15). По аналогии этих пород с породами открытых впадин обрамления можно предположить, что возраст их средний — поздний девон. Содержание рассеянного органического вещества в данных красноцветных породах невелико — около 0,26%, а хлороформенного битумоида — около 0,01%. Углефикация органического вещества

| Возраст | Литологическая колонка | Мощность, м | Формации |
|-------------------|------------------------|-------------|----------|
| C ₂ -3 | — | 241 | 1 |
| C ₅ | — | 204 | 2 |
| D ₂ -3 | — | 375 | 3 |
| D ₁₋₂ | — | 65 | 4 |
| D ₁₋₂ | — | 586 | 5 |
| D ₁₋₂ | — | 586 | 6 |

Рис. 15. Формационный ряд Тегульдетской и Ванжилькынакской впадин. Составил Л. В. Смирнов.

Формации: 1 — континентальная угленосная (Чулымская скв. 1 — опорная); 2 — лагунная карбонатно-терригенная сероцветная (Чулымская скв. 1 — опорная); 3 — лагуно-континентальная терригенная красноцветная (Ажарминская скв. 1, Западная скв. 1); 4 — то же (Белогорская скв. 1 — опорная); 5 — вулканогенно-осадочная (андезито-базальтовая) (Белогорская скв. 1 — опорная); 6 — то же (Мариинская скв. 1 — опорная, Белоярская скв. 1 — опорная, Белогорская скв. 1, Ярская скв. 1)

находится на газовой стадии. Учитывая малые размеры бассейна и низкие геохимические показатели, эти толщи также малоперспективны для поиска залежей нефти и газа.

Вагай-Ишимская впадина расположена на кaledонидах Центрального Казахстана. Судя по данным бурения на Вяткинской и Ракитинской площадях, впадина сложена разнообразными осадочными образованиями (рис. 16). Скважинами на Рявкинской площади вскрыты органогенные известняки с прослойями аргиллитов, алевролитов и глинистых песчаников с фаунистическими остатками раннего карбона. Пересяты известняки аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Северо-западнее, на Викуловской площади, встречены песчаники сероцветные, полимиктовые с растительными остатками. Толща охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом карбон-пермского возраста. Выше залегают липариты, порфиры, туфы, туфопесчаники с телами диабазов. На Рявкинской площади вскрыты, очевидно, наиболее нижние горизонты впадины. Геохимических исследований этих толщ не проводилось. Идентичные толщи в пределах впадин и прогибов Центрального Казахстана изучались на нефтеносность. Предполагаемая мощность осадочных пород в Вагай-Ишимской впадине не более 1,5 км. Размеры впадины, мощность осадочного выполнения и литолого-фаунистический состав ее не позволяют относить бассейн в разряд первоочередных перспективных структур для поисков нефти или газа. Наиболее крупные впадины с предполагаемыми платформенными типами осадочными отложениями приурочены к востоку плиты. На севере Приенисейской зоны по геофизическим данным выделяется Усть-Енисейская впадина, выполненная, вероятно, формациями краевого прогиба. Впадина расположена в самой прогнутой части Западно-Сибирской плиты, здесь поверхность палеозойских образований залегает на глубине 5—7 км, что пока является препятствием для изучения ее бурением. Естественно, вопрос о нефтепоисковых работах на палеозойскую нефть в этих районах должен ставиться в зависимость от результатов работ в прилегающих районах Сибирской платформы.

| Возраст | Литологическая колонка | Мощность, м | Формации |
|------------------|---------------------------------|-------------|----------|
| T | 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 | 534 | 1 |
| C ₂₋₃ | | 260 | 2 |
| C ₁ | 1 1 1 1 1 1 1 1 | 200 | 3 |
| D ₂₋₃ | | 167 | 4 |
| D ₁₋₂ | 1 1 1 1 | ~20 | 5 |

Рис. 16. Формационный ряд Вагай-Ишимской и Петропавловской впадин. Составил Л. В. Смирнов.

Формации: 1 — континентальная вулканогенно-осадочная (липарит-базальтовая) (Ракитинские скв. 1, 6, 7); 2 — континентальная терригенная (Рявкинские скв. 1, 3, 4, 5, Ракитинская скв. 8); 3 — прибрежно-морская карбонатно-терригенная (Рявкинские скв. 1, 3, 4, 5); 4 — континентальная терригенная красноцветная (Яковлевские скв. 1—3); 5 — вулканогенно-осадочная (андезитовая) (Вяткинские скв. 1—4).

их перспективности на нефть можно судить только исходя из сравнения с близлежащим обрамлением Сибирской платформы.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты, особенно в Приуральской части, выявлено много раннемезозойских впадин — грабенов. Наиболее крупным и достаточно изученным является Челябинский грабен. В нем проводились нефтепоисковые работы, в результате которых в одной из скважин был получен непромышленный приток нефти. Во-просу нефтеносности Челябинского грабена посвящено много работ, и поэтому мы не останавливаемся на нем подробно. Вслед за большинством исследователей, изучавших перспективы нефтеносности Челябинского грабена и ряда других аналогичных структур Зауралья, авторы относят к категории перспективных на нефть только Челябинский грабен, имея при этом в виду, что потенциальные возможности этого бассейна малы.

Группа впадин срединных устойчивых массивов. В пределах центральных районов плиты большой интерес в смысле перспектив нефтеносности представляют собой впадины на срединных массивах.

Крупнейшим срединным массивом в составе доюрского фундамента плиты является Уват-Хантыманский. В его пределах предположительно ниже-среднепалеозойский чехол образует ряд впадин, расположенных между крупнейшими выступами байкальского основания, представленных фрагментами антиклинарных зон. Такими зонами, выделяемыми исключительно по геофизическим данным, являются Надымская, Кондинская, Фроловская. Девонские карбонатные отложения вскрыты на небольшую глубину только в Фроловской впадине.

Надымская впадина, расположенная на севере срединного массива, представляет собой очень крупный осадочный бассейн фундамента. Геологическая интерпретация сейсмических материалов и данных высокоточной аэромагнитной съемки позволяет предполагать присутствие ниже-среднепалеозойского комплекса осадочных пород мощностью 1—1,5 км (рис. 17.) Впадина перекрыта четырех-пятикилометровым чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

В связи с тем что отложения впадин срединного массива формировались в условиях общего устойчивого погружения, можно предполагать существование благоприятных геохимических фаций для накопления рассеянного органического вещества и преобразования его в углеводороды.

Крупным срединным массивом фундамента в южной части Западно-Сибирской плиты является Межовский (рис. 18). Этот массив внутренний, т. е. он расположен в одной геосинклинально-складчатой системе, а не разделяет складчатые системы, как Уват-Хантыманский. Массив состоит из поднятого (блок с Межовским гранитным батолитом) и опущенного блоков. Опущенный блок перекрыт осадочными отложениями, образующими Нюрольский прогиб. Подавляющее большинство скважин в пределах Нюрольского прогиба вскрывает палеозойские отложения на десятки, реже — первые сотни метров. Это объясняется большой мощностью мезозойско-кайнозойских отложений, достигающих в данном районе 3 км и более.

Наиболее древние породы основания массива выходят на доюрскую поверхность в пределах Межовского выступа. На древнем комплексе, очевидно с большим перерывом и угловым несогласием, залегают среднепалеозойские отложения. Здесь широко развиты карбонатные и карбонатно-терригенные отложения, представляющие весьма монотонный по литофациальному составу разрез силура — среднего —

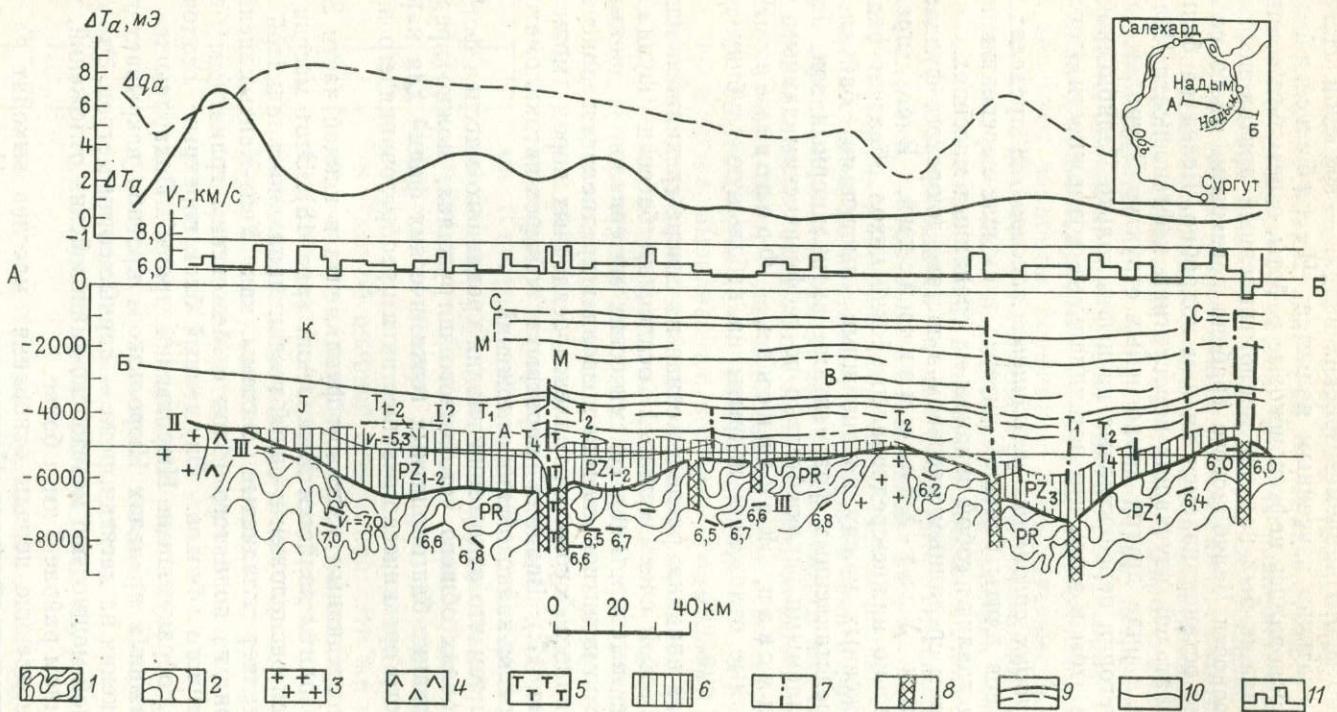


Рис. 17. Геолого-геофизический разрез Надымской впадины Уват-Хантыманского срединного массива (сейсмические границы по Гонтару Т. В., Рябову Н. И., Волкову Л. И.). Составили О. Г. Жеро, В. Н. Крамник.

1 — геосинклинально-складчатые комплексы докембра; 2 — геосинклинально-складчатые комплексы раннего палеозоя; 3 — гранитоиды; 4 — базиты; 5 — траппы; 6 — чехол срединного массива; 7 — разломы по данным ОГТ; 8 — разломы по данным КМПВ; 9 — сейсмические границы по данным КМПВ (I, II, III); 10 — то же, по данным ОГТ (С, Г, М', М, В, Б); 11 — изменение скорости V_r вдоль границы II

верхнего девона. Стратификация этих отложений произведена палеонтологами ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМСа по многочисленным остаткам фауны табулят, строматопор, фораминифер, остракод, мшанок, брахиопод, криноидей. Наиболее детально изучен разрез Малоичской скважины № 4, представленный серыми и темно-серыми органогенными, органогенно-детритовыми известняками, доломитами и доломитизированными известняками нередко битуминозными, трещиноватыми с маломощными телами эфузивов основного состава. В отдельных интервалах, где встречены глинистые известняки, чередующиеся с тонкими глинистыми прослоями, угол падения пород составляет порядка 45° . В целом известняки и доломиты разбиты многочисленными разноориентированными трещинками с зеркалами скольжения. Керн имеет брекчированный вид, что связано, вероятно, с разломом, выявленным сейсмическими работами ОГТ и КМПВ в районе скважины.

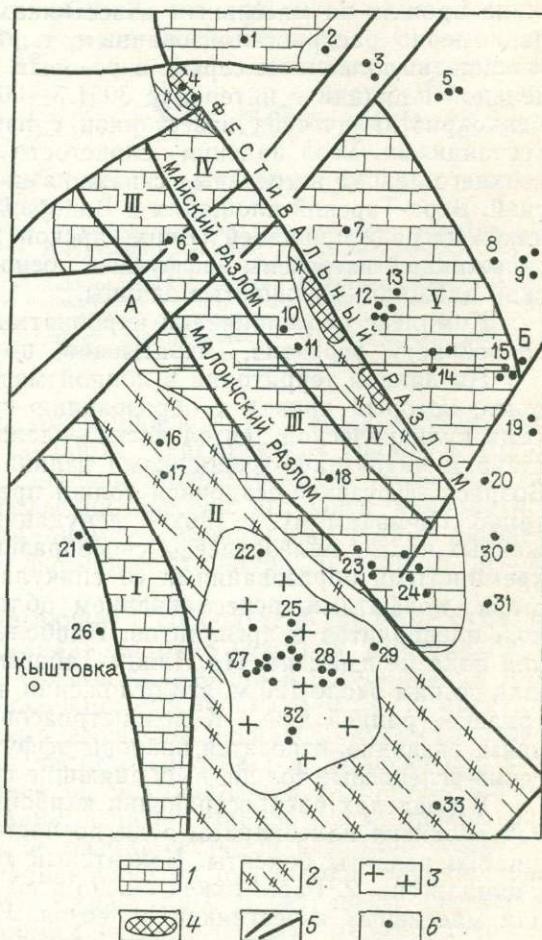
Тамбаевская скв. З вскрыла известняки серые, светло-серые, массивные, разбитые многочисленными и разноориентированными трещинами, выполненными белым и розовым кальцитом. Иногда известняки имеют буровато-серые и коричневато-красные оттенки. Известняки органогенные и органогенно-обломочные. Возраст известняков в интервале 3089,7—3545,5 км по комплексу фораминифер средний — поздний девон, хотя присутствуют и раннедевонские формы. В интервале 3586,7—3592,5 м встречены остатки хитиноза и граптолитов силурийского (возможно раннедевонского) возраста (определения выполнили О. И. Богуш, Н. М. Заславская, А. М. Обут, О. В. Юферев).

В интервале 3545—3633,7 м скважиной вскрыты алеврито-глинистые породы темно-серого, бурого и

Рис. 18. Строение Межовского срединного массива.

Блоки: I — Узасский; II — Межовский; III — Верх-Тарский; IV — Еллей-Игайский; V — Урманско-Нижнетабаганский.

1 — осадочный чехол срединного массива; 2 — выступы основания срединного массива; 3 — Межовский гранитный батолит; 4 — серпентиниты; 5 — основные разломы; 6 — скважины. Разведочные площиади: 1 — Речная, 2 — Квензорская, 3 — Шингинская, 4 — Фестивальная, 5 — Лугинецкая, 6 — Майская, 7 — Нюльгинская, 8 — Западно-Останинская, 9 — Еллей-Игайская, 10 — Останинская, 11 — Водораздельная, 12 — Урманская, 13 — Тамбаевская, 14 — Нижне-Табаганская, 15 — Калиновая, 16 — Зимняя, 17 — Чековская, 18 — Лосинская, 19 — Казанская, 20 — Таволгинская, 21 — Бочкаревская, 22 — Братская, 23 — Малоичская, 24 — Верх-Тарская, 25 — Ургульская, 26 — Камышинская, 27 — Межовская, 28 — Веселовская, 29 — Бергульская, 30 — Ракитинская, 31 — Тай-Дасская, 32 — Тартасская, 33 — Новотроицкая



пепельно-серого цвета, а в интервале 3675—3740 м алевролиты вишневого и красновато-фиолетового цвета. По данным комплекса каротажей намечается еще ряд интервалов с аналогичными породами, но меньшей мощности. Алеврито-глинистый материал, судя по аномально низкой степени его литификации и присутствию растительного дегрита, вероятно, не одновозрастен вмещающим отложениям — выполняет полости древнего (раннеюрского) карста. О степени дислоцированности пород, вскрытых данной скважиной, судить трудно ввиду ограниченного выхода керна и массивной текстуры известняков. Еллей-Игайской скв. 1 и Водораздельной скв. 2 в известняках и глинистых известняках встречена фауна, возможно, силурийского возраста. Еллей-Игайская скважина в интервале 3002,5—3007 м прошла по ритмично переслаивающимся известнякам, глинистым, светло-серого цвета с зеленоватым оттенком, известнякам песчанистым, песчаникам серого цвета. Угол падения слоев по керну 65°. В интервале 3017—3023,5 м идет переслаивание алевролитовых и песчанистых известняков с известковыми стяжениями и известняка темно-серого массивного с большим количеством макрофауны; угол падения известняков, обогащенных остатками фауны и песчаника серого, разнозернистого с крупными деформированными гальками известняка, около 60°. В интервале 3014—3029 м определены фаунистические остатки, возможно, раннего силура, а в интервале 3067—3096 м скважина прошла по массивным известнякам серого и темно-серого цвета, равномерно раскристаллизованным, с разноориентированной системой трещин, выполненных серым и розовым кальцитом. В скв. 2 Водораздельной площади в интервале 3051,7—3058,7 м вскрыто переслаивание мелекристаллических известняков с известняковыми алевролитами и песчаниками. Угол падения слоистости 60°. Известняки среднего — верхнего девона встречены скважинами на Нижне-Табаганской, Майской, Верх-Тарской площадях и Водораздельной скв. 1. Помимо известняков на ряде площадей (Верх-Тарской, Малоицкой, Калиновой и др.) скважинами встречены эфузивы основного состава, а на Останинской площади — глинистые сланцы.

Комплекс переслаивания карбонатных и глинисто-сланцевых пород по возрасту, вероятно, охватывает поздний девон — ранний карбон.

На данной территории в полной мере проявился триасовый рифтогенез, который привел к образованию грабенов, заполненных продуктами вулканической деятельности — лавами, эфузивами основного состава и интрузивно-трещинными излияниями долеритов и базальтов. Возраст эфузивно-осадочной толщи предполагается ранний — средний триас. По-видимому, с эпохой денудации связано накопление в пониженных частях палеорельефа своеобразных отложений, представленных кремнистыми образованиями со спикулами губок, туфами кислого состава, туфлитами, переслаиванием обломочных орогенных известняков, алевролитов и аргиллитов. Наибольшая мощность этих образований пока не известна. На Нижне-Табаганской площади, где скв. 5 прошла по ним около 120 м, эти отложения, вероятно, относятся к позднему триасу — ранней юре. К позднетриасовым — раннеюрским образованиям, очевидно, относятся покровы эфузивов кислого состава и терригенно-угленосные толщи, выполняющие грабены.

В пределах распространения карбонатных отложений девона, в зонах развития палеокарста, судя по частоте встречаемости, очевидно, широко развиты бокситы. Бокситовый горизонт вскрыт на Урманской площади скв. 2. Расположен он, по всей вероятности, в карсте в пределах массивных известняков палеозоя. Подобные образования бокситов встречены на Лугинецкой и Чарымовской площадях [24].

На территории Нюрольского прогиба проведен обширный комплекс геофизических исследований. В результате региональных работ КМПВ ниже преломляющего горизонта «Ф», связанного здесь с поверхностью карбонатно-терригенной толщи, прослежен второй горизонт с граничными скоростями V_r 6,15—7,0 км/с (рис. 19). Геологическая природа этой сейсмической поверхности пока окончательно не ясна. Возможно,

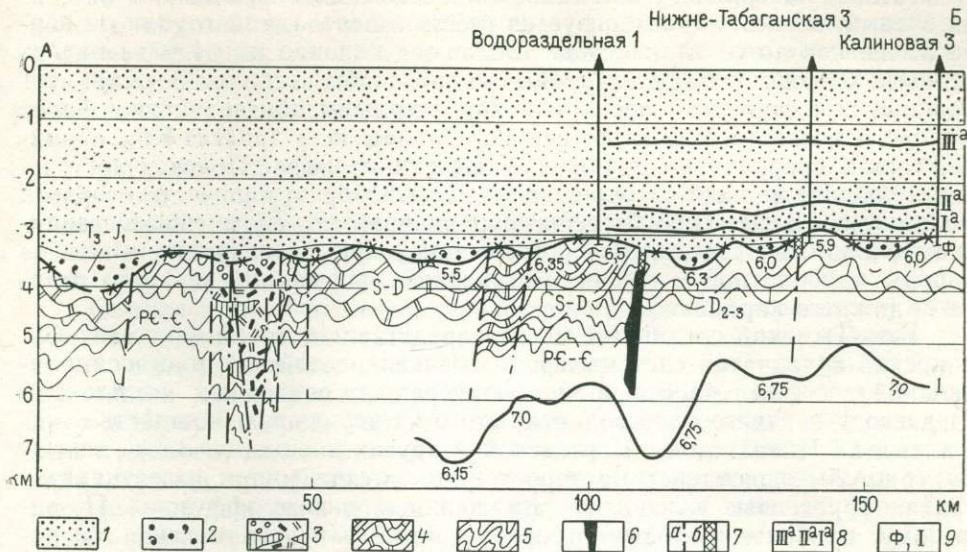


Рис. 19. Геологический разрез Нюрольского бассейна (см. рис. 18). Составил Л. В. Смирнов.

1 — платформенный комплекс; 2 — песчаники, туфопесчаники; 3 — вулканогенно-интрузивный рифтовый комплекс; 4 — карбонатный комплекс Нюрольского бассейна; 5 — метаморфические образования основания бассейна; 6 — ультрабазиты; 7 — разломы (а — по данным интерпретации гравимагнитных материалов и бурения, б — по данным сейсморазведки); 8 — отражающие сейсмические горизонты чехла; 9 — преломляющие сейсмические горизонты доюрского основания (цифры — вдоль горизонтов — граничные скорости, км/с).

Складчатость палеозойских образований отражает принципиальную картину дислокаций, а не конкретные структурные формы

она обусловлена поверхностью докембрийского или нижнепалеозойского складчатого комплекса. Устойчивых сейсмических границ в толще палеозоя пока не найдено. Из анализа геологических и геофизических материалов следует, что Нюрольский бассейн выполнен карбонатной и терригенно-карбонатной формациями с пластовыми телами эффузивов основного состава. Возраст формаций от силура до позднего девона включительно.

Палеозойские породы, слагающие Нюрольский прогиб, судя по данным бурения, собраны в складки на ряде участков, имеющих крутое углы падения. Структура прогиба осложнена в региональном плане системой разломов, разбивающих его на ряд блоков. В пределах блоков на доюрскую поверхность выведены породы различного возраста и состава. В юго-западной части располагается Майско-Верхтарский блок, на востоке ограниченной Фестивальным глубинным разломом северо-западного простирания, а на юго-западе Верх-Тарским разломом. Майско-Верхтарский блок разбит системой разломов северо-западного и северо-восточного направлений на ряд блоков меньших размеров (Еллей-Игайский, Верх-Тарский и др.). В результате дифференцированных движений по разломам расположенных рядом блоков на

доюрскую поверхность могут быть выведены разновозрастные породы. Предполагается, что блок в основном сложен карбонатной формацией силура и девона. Урманско-Нижнетабаганский блок имеет также северо-западное простиранье. В основной его части доюрскую поверхность слагает карбонатная формация среднего девона и верхнего девона — нижнего карбона.

Рельеф поверхности палеозойских отложений Нюрольского бассейна очень сложен и характеризуется резкими перепадами глубин от первых десятков до сотен метров. Большое влияние на расчлененность рельефа оказали, вероятно, процессы карстообразования. В ряде мест карбонатная формация перекрыта терригенными образованиями более молодого возраста, вероятно, верхнего палеозоя и триаса. Как правило, толщи пород нивелируют неровности рельефа. Поэтому их распространение полностью определено рельефообразующими факторами. На востоке Нюрольский бассейн ограничивается Лугинецко-Останинским блоком, в пределах которого на доюрскую поверхность выведены породы карбонатной и глинисто-сланцевой формаций верхнего девона — нижнего карбона.

Усть-Тымский срединный массив представляет собой фрагмент Салайской складчатой системы среди позднепалеозойской миогеосинклинальной системы. Массив полностью перекрыт осадочным комплексом среднего — верхнего палеозоя, вскрытого на небольшую мощность скважинами на Никольской, Вартовской и других площадях. Здесь вскрыты (рис. 20) красноцветные терригенные отложения и известняки, а также терригенные угленосные отложения и кислые эфузивы. По-видимому, наиболее молодые отложения Усть-Тымского массива расположены в его центральной части (Вартовская площадь); отложения, вскрываемые на Никольской площади, — более древние. Есть основания предполагать, что среднепалеозойская часть разреза осадочного чехла Усть-Тымского срединного массива в литологическом отношении может быть близкой Нюрольскому прогибу, т. е. иметь существенно карбонатный состав девонских и, возможно, силурийских отложений. Это обстоятельство, в случае его подтверждения, существенно может повысить степень перспективности отложений данного бассейна на нефть и газ.

Группа бассейнов грабен-рифтов. Совершенно иначе, по-видимому, следует оценивать потенциальные возможности триасовых грабенов, возникших на рифтовых зонах крупнейших структур фундамента в центральной части плиты.

Основным грабен-рифтом является Колтогорско-Уренгойский, пересекающий в субмеридиональном направлении почти всю плиту. Породы, выполняющие рифт, вскрыты единичными скважинами только к югу от широтного течения р. Оби. Они здесь представлены основными эфузивами и туфами. В северных районах, как показывают расчеты глубин до магнитоактивных тел, над эфузивно-интрузивным комплексом залегают осадочные породы, мощность которых достигает 3—4 км.

| Возраст | Литологическая колонка | Мощность, м | Формации |
|--------------------------------|------------------------|-------------|----------|
| T ₃ -J | | 50 | 1 |
| I ₁ | | 115 | 2 |
| C ₂ -J ^P | | 193 | 3 |
| C ₂ -J ^S | | 66 | 4 |

Рис. 20. Формационный ряд Усть-Тымского массива. Составил Л. В. Смирнов.

Формации: 1 — континентальная вулканогенно-осадочная (липаритовая) (Линейные скв. 1, 2, Тунгольская скв. 1, Эмторская скв. 300); 2 — вулканогенно-осадочная (толеит-базальтовая) (Нань-Яхская скв. 1, Мэгтыгинская скв. 306); 3 — прибрежно-континентальная терригенно-угленосная (Вартовские скв. 331, 335); 4 — лагунно-континентальная терригенная пестроцветная (Никольские скв. 1, 3).

Имея протяженность не менее 800 км, ширину 40—60 км и среднюю мощность осадочных пород 3—4 км, Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт представляет собой крупный осадочный бассейн.

Осадочный комплекс пород изучен только в прибортовых частях плиты, где они имеют незначительную мощность и находятся в других структурно-тектонических условиях. Поэтому, основываясь на практике и теории нефтяной геологии и учитывая большую мощность мезозойско-кайнозойских отложений (более 4 км) и мощность осадочных пород самого рифта, очевидно, здесь можно встретить только газовые и газоконденсатные месторождения. На возможную перспективность триас-нижнеюрских пород рифтовых структур севера плиты указывал еще в 1966 г. Н. Н. Ростовцев.

Изучение перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов доюрского фундамента показывает, что геологическая, а тем более геохимическая изученность в большинстве случаев совершенно недостаточна, и оценка чаще всего основана на аналогиях и общегеологических представлениях о выявленных бассейнах.

Опираясь на общегеологические закономерности строения и развития постгеосинклинальных осадочных бассейнов можно сказать, что среди указанных выше генетических типов бассейнов наиболее благоприятными для нефтегазообразования и формирования залежей являются в первую очередь впадины на срединных массивах. Перспективность данного типа структур обусловлена благоприятными условиями седimentации при устойчивом прогибании, соответствующем этапу нисходящих движений в окружающих срединные массивы геосинклиналях, относительно повышенному тепловому потоку в этап завершения складчатости во вмещающих массивы складчатых системах и гранитизации оснований массивов.

Второй группой структур по перспективности на нефть и газ являются краевые прогибы, особенно их домолассовая часть разреза, соответствующая, так же как и впадины на срединных массивах, эпохе прогибания в геосинклинальной системе, которые формируются на краевой части стабилизированной области, ограничивающей геосинклиналь. Данные по строению этих структур указывают, что во всех слу-чаях породы в них сложно дислоцированы и потому поиски залежей нефти будут представлять большую сложность.

Менее перспективными на нефть и газ по формационному составу отложений и температурным постседиментационным условиям являются унаследованно-наложенные впадины и прогибы, а также прото-орогенные прогибы центральных частей складчатых систем.

Осадочный комплекс триасовых грабен-рифтов, вероятно, перспективен на нефть и газ в северной части структур, характеризующихся большой шириной и большим объемом этого осадочного комплекса.

Эрозионно-тектонические выступы поверхности фундамента. Поверхность доюрского фундамента сложена разнообразным комплексом образований от геосинклинальных метаморфических и интрузивных до нормально осадочных. Гетерогенность формационная и возрастная, а также тектоническая разнородность привела к формированию всего многообразия структурных форм поверхности доюрского фундамента. С точки зрения нефтеносности очень большой интерес представляют отдельные участки или целые зоны выступов поверхности фундамента, относительно высоко взымающиеся по отношению к рядом расположенным относительно погруженным участкам. Дезинтегрированные в период денудации породы поверхности доюрского фундамента при благоприятных гидродинамических условиях могут явиться резервуаром

для нефти и газа, мигрирующих в них из глубинных горизонтов или нефтегазоносных комплексов нижней части чехла (рис. 21).

В целом, исходя из тектонического строения и генезиса, можно наметить следующие типы выступов фундамента:

1) связанные с унаследованным движением на стадии молодой платформы антиклиновых зон складчатых систем фундамента;

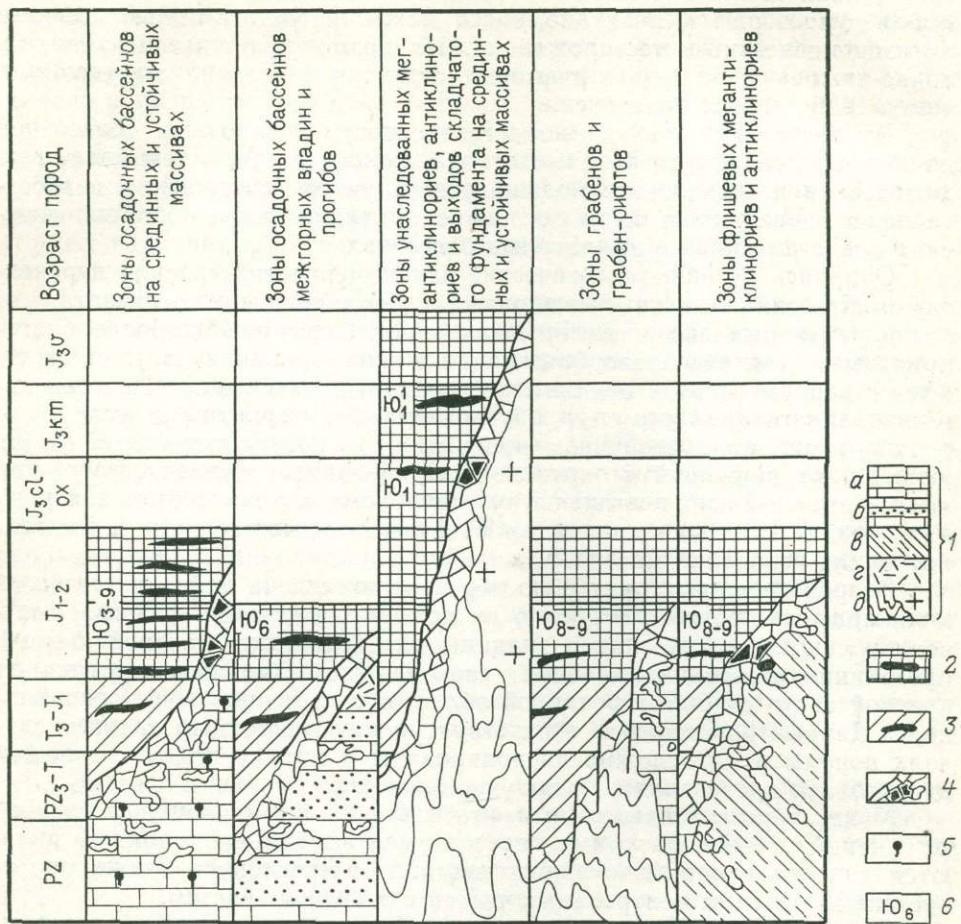


Рис. 21. Соотношение продуктивных горизонтов чехла с выступами доюрского фундамента.

7 — породы доюрского фундамента (а — карбонатные с пластовыми телами эффузивов основного состава, б — терригенно-карбонатные, б' — флишевые терригенные и карбонатно-флишевые, г — эффузивы кислого состава, д — интрузивные и метаморфические); 2 — толщи пород, содержащие продуктивные горизонты; 3 — перспективные толщи пород с невыясненной нефтегазоносностью; 4 — зона дезинтеграции и выщелачивания пород; 5 — нефтепроявления в глубоких горизонтах палеозоя; 6 — индексы нефтяных пластов

2) связанные с блоковым движением фундамента в областях раннепалеозойской и допалеозойской складчатостей;

3) связанные с блоковыми движениями в пределах синклиниорных зон и межгорных прогибов фундамента, унаследованно прогибающихся в период образования чехла.

Первый тип выступов хорошо изучен бурением в связи с тем, что над антиклиновыми зонами в чехле формируются поднятия, которые изучаются бурением с целью поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений. Этот тип выступов формируется конседиментационными восходящими движениями осевых зон антиклиниориев. Выступы этого типа сложены всегда геосинклинальными формациями (чаще всего метаморфическими породами существенно силикатного состава и гранитоидами). Данные метаморфические комплексы образуют в целом относительно маломощные коры выветривания, а материал их разрушения слагает базальные горизонты чехла. Такие выступы характеризуются в целом большой амплитудой, но незначительным градиентом на крыльях. Это обстоятельство чаще всего приводит лишь к уменьшению мощности слоев чехла на своде по сравнению с крыльями выступов, а не к выклиниванию их. Только в наиболее интенсивно «растущих» выступах происходит выклинивание нижних горизонтов чехла, и, как правило, если эти выступы находятся в пределах нефтегазоносного на данной территории этажа чехла, они будут содержать залежи. Наглядным примером промышленных залежей является Шаймский, Березовский районы в Приуральской части, Назинский и другие районы в центральной части плиты.

Второй тип выступов связан с блоковыми движениями в районах Салаирской и более древних складчатостей. В пределах салаирской складчатости фундамента, т. е. юго-восточной части плиты, выявлены очень резкие большеамплитудные выступы (Вездеходный, Чачанский), однако, находясь в бесперспективной по нефтеносности зоне мезозоя, их очень емкий коллектор содержит только минерализованную воду. В этом отношении, очевидно, очень перспективны выступы горстов Уват-Хантыманского и Енисей-Хатангского районов.

Большой интерес представляют горстовые выступы в пределах межгорных прогибов, впадин срединных массивов и синклиниориев, представляющих собой третий тип выступов. Как и выступы предыдущего типа, они сложены чаще всего осадочными породами, в той или иной степени метаморфизованными и дислоцированными, а также вулканогенными образованиями. Карбонатные разности пород, часто встречающиеся в отрицательных структурно-формационных зонах фундамента в период предчехольной денудации, могли образовать исключительно емкий коллектор за счет карстообразования. Присутствие бокситов в составе предмезозойской коры выветривания (скв. Урманская 2) и заполняющие палеопещеры песчано-глинистые породы (Тамбаевская 3) совершенно однозначно свидетельствуют о реальном существовании карстового типа коллектора. Косвенным показателем исключительной емкости данного коллектора являются катастрофические потери циркуляции бурового раствора при бурении на ряде площадей (Тамбаевская, Медведевская, Верх-Тарская). В тех случаях, когда блоковые движения имели место еще до образования чехла на поверхности фундамента, могли быть выведены такие интрузивные спутники разломов как гипербазиты, серпентинизация которых при гипергенных изменениях приводит к разуплотнению и образованию очень емкого коллектора. Подобный пример мы имеем на Фестивальной площади.

Генетическим подтипов группы выступов являются большеамили-тудные уступы кровли фундамента, создающиеся унаследованными опусканиями грабен-рифтов. В этом случае мезозойские отложения приходят к соприкосновению с палеозойскими, опускаясь на более низкий гипсометрический уровень (Калиновая, Чкаловская и другие площади).

Перспективность на нефть выступов третьего типа обусловлена, с одной стороны, увеличением мощности разреза чехла в зонах крупных прогибов (причем это увеличение происходит практически за счет тюменской свиты, в разрезе которой появляется пачка пород с высоким содержанием рассеянных битуминозных компонентов), с другой — возможен приток в выступы нефти из собственно палеозойских образований. Примеры залежей нефти в выступах карбонатных пород приводятся на рис. 8—11. О характере залежей пока нет достаточного представления, так как еще слишком мал опыт их разведки в условиях Западной Сибири. Не исключено, что среди них могут быть и большие залежи, тянувшиеся вдоль разломов, а не только изолированные. По-видимому, залежи в пределах выступов могут встречаться и на некоторой глубине от их поверхности, когда породы, имеющие лучшие емкостно-фильтрационные свойства, непосредственно не выходят на поверхность.

Таким образом, районы, где нефтегазоносный этаж мезозойского платформенного чехла непосредственно примыкает или перекрывает комплексы доюрского фундамента, обладающие лучшими коллекторскими свойствами, чем нефтегенерируемые горизонты чехла, представляют наибольший интерес для поисковых работ. Формационная же принадлежность и состав пород-коллекторов в данном случае не играют существенной роли.

Глава III

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

§ 1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ И БЛОКОВЫХ ЗОН ФУНДАМЕНТА НА СТАДИИ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ

Многими исследователями, в том числе и авторами данной работы, на примере Западно-Сибирской, Туранской, Скифской плит было показано, что тектонические дислокации в платформенном чехле возникли вследствие постумных движений структурных зон фундамента [15, 28, 48].

Однако ряд исследователей, занимающихся изучением платформенного чехла, под унаследованным развитием понимают лишь простое совпадение и соответствие в плане рельефа поверхности фундамента контурам структур в чехле. Под унаследованностью нами понимается не только совпадение в плане структурных форм поверхности фундамента и чехла, но и соответствие структурных зон чехла внутреннему строению структурных зон фундамента.

Следует различать два типа унаследованности — полное и неполное. Полное унаследование происходит только от структурных зон геосинклинального илиprotoорогенного этапов развития. В этом случае в чехле унаследуется не только их морфология, но и как бы внутренняя структура, т. е. в этом случае речь идет не о сходстве структурных форм, а о генетическом унаследовании. Тектонические движения, формирующие структурные элементы геосинклинального типа, после завершения складчатости и образования структурных зон не затухают, а в ослабленной форме импульс направленных тектонических движений проявляется в protoорогенный, дейтероорогенный и платформенный периоды.

Продолжительность постумных движений после складчатости и образования структурных зон, как было показано в главе I, составляет 200—250 млн. лет. Естественно, полная унаследованность структурных зон геосинклинального этапа будет проявляться в комплексе платформенного чехла, накопившегося в начальные 200—250 млн. лет после завершения складчатости.

Если разрыв во времени между окончанием формирования геосинклинального типа структур и началом формирования платформенного чехла будет превышать 200—250 млн. лет, то происходит неполное унаследование, т. е. структуры чехла будут унаследовать от фундамента структуры дейтероорогенного этапа, в данном случае — их морфологию.

Как известно, в пределах континентов выделяются три крупные элементы, отличающихся друг от друга строением и историей развития земной коры.

Области дорифейской консолидации — древние платформы, области рифейско-палеозойской консолидации — молодые платформы и области мезозойско-кайнозойской складчатости.

Древние платформы сформировались в конце протерозоя и все последующее время развивались как жесткие глыбы — кратоны. До платформенная история их развития во многом не ясна. Они, по-видимому, прошли также геосинклинальный иprotoорогенный этапы развития. Однако импульс направленных тектонических движений в дорифейских складчатых геосинклинального типа структурах к началу формирования платформенного палеозойского чехла древних платформ угас вследствие продолжительного перерыва во времени между окончанием геосинклинального этапа и началом платформенного: для Русской платформы этот разрыв равен 450—500 млн. лет, для Сибирской 500—700 млн. лет. К началу формирования палеозойского платформенного чехла складчатые геосинклинального типа структуры не могли оказать влияния на формирование структур платформенного чехла. По этой причине последние унаследуют только блоковые структуры фундамента, т. е. являются неполно унаследованными. Эта же причина лежит в основе наблюдающихся структурных несогласий внутри платформенного палеозойского чехла, смещения сводов по различным горизонтам, вплоть до инверсии.

В пределах молодых платформ, где геосинклинальное развитие фундамента завершилось к концу палеозоя, а осадочный платформенный чехол начал формироваться со средней юры, разрыв во времени между окончанием геосинклинального развития и началом формирования платформенного чехла составляет много меньше 200—250 млн. лет. Следовательно, складчатые геосинклинального типа и протосрогоенные структуры фундамента в пределах плит молодых платформ играли ведущую роль при формировании структур платформенного осадочного чехла. Однако конкретное проявление унаследованного развития в чехле зависит от возраста складчатости и типа структурно-формационных зон фундамента.

Наиболее полно генетическая унаследованность структурами чехла (по всему разрезу мезозоя и кайнозоя) геосинклинальных структурных элементов фундамента будет проявляться в районах, где фундамент имеет позднегерцинский возраст складчатости, так как именно эти зоны характеризуются минимальным временем между окончанием геосинклинального этапа и началом платформенного.

Генетическая унаследованность структурами чехла (в одном случае до меловых, в других — до юрских отложений включительно) геосинклинальных структурных элементов фундамента будет проявляться в районах, где фундамент имеет раннегерцинский и каледонский возраст складчатости.

В районах, где фундамент имеет салаирский и байкальский возраст, разрыв во времени между окончанием геосинклинального этапа и началом платформенного много превышает 200—250 млн. лет.

В фундаменте этих регионов развиты блоковые структуры дейтероорогенного этапа развития, представленные палеозойскими наложенными впадинами и разделяющими их горстовыми поднятиями.

Структуры платформенного чехла в зонах салаирской и байкальской складчатостей, следовательно, будут унаследовать от структур фундамента только их морфологический структурный план. Интервал проявления этого типа структур (наложенных палеозойских впадин, поднятий) в платформенном чехле, по-видимому, в первую очередь обусловлен их возрастом. Если наложенные впадины и разде-

ляющие их поднятие образовались в раннем, среднем палеозое, они найдут отражение только в низах платформенного чехла. Блоковые структуры, образованные в позднем палеозое, по-видимому, будут проявляться по всему разрезу чехла.

Таким образом, в пределах плит молодых платформ структуры платформенного чехла являются унаследованными от структур фун-

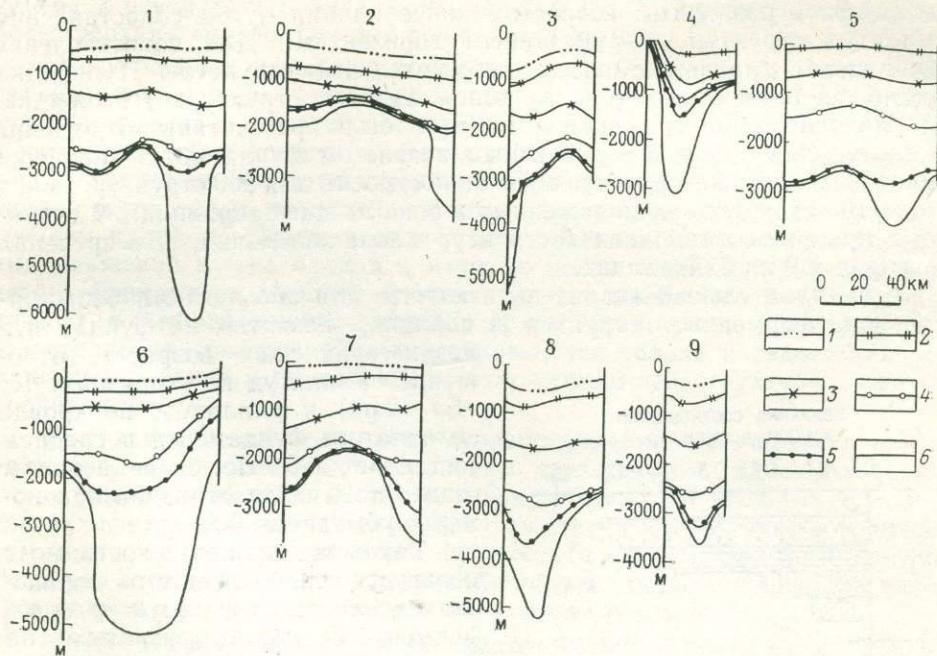


Рис. 22. Соотношение структур фундамента со структурами чехла. Составили О. Г. Жеро, Г. М. Зайцева, В. С. Сурков.

1 — Верхне-Демьянинский антиклиниорий и Чекинский прогиб; 2 — Старо-Солдатскомихайловский мегантиклиниорий; 3 — Назино-Сенькинский антиклиниорий; 4 — Ляпинский синклиниорий; 5 — Пыль-Караминский мегантиклиниорий; 6 — Тегульдектская впадина; 7 — Улулюльский горст; 8 — Уренгойско-Колтогорский грабен-рифт; 9 — Усть-Тымский грабен-рифт.

1 — кровля ганькинской свиты (верхний мел); 2 — покурская свита, кровля сеномана (отражающий горизонт); 3 — альмская свита и ее аналог (нижний апт, отражающий горизонт III^a); 4 — подошва баженовской свиты (отражающий горизонт II^a); 5 — подошва мезозойско-кайнозойских отложений; 6 — кровля складчатого фундамента

дамента, но тип наследования (генетический или морфологический) и интервал проявления структурных зон фундамента в чехле обусловлен возрастом завершения геосинклинального развития.

Фундамент Западно-Сибирской плиты, как было показано в главе II, является гетерогенным. Складчатые и блоковые структурные элементы его сформировались в палеозое и продолжали развиваться в течение всего мезозоя и кайнозоя, т. е. структуры мезозойско-кайнозойского чехла сформировались под воздействием движений структурных зон фундамента.

Для выяснения деталей этого положения был проведен детальный сопоставительный анализ структурных планов кровли складчатого фундамента с подошвой мезозойско-кайнозойского чехла и маркирующими горизонтами — II^a (юра), III и IV (мел) (рис. 22).

Качественный анализ отражения структурных элементов фундамента различного типа и возраста в платформенном чехле был дополнен

количественными данными, полученными на основании статистической обработки значения отношения амплитуд структур по отражающим горизонтам платформенного чехла к амплитуде по поверхности складчатого фундамента (рис. 23).

По величине этого параметра можно судить о степени тектонической активности структур фундамента на этапе молодой платформы.

Рассмотрим особенности проявления структур фундамента в пределах зон с различным возрастом консолидации путем сопоставления амплитуд структур по указанным горизонтам. Для сопоставления были взяты, главным образом, положительные структуры II порядка и наиболее изученные и крупные положительные структуры III порядка.

На основании графиков амплитуд были рассчитаны отношения амплитуд для районов с различным возрастом фундамента. Графики амплитуд по пяти горизонтам были построены для 200 структур, из них около 100 структур, расположенных в зоне поздних герцинид, 30 структур в зоне ранних герцинид, 6 структур в зоне каледонид, 11 в пределах салаирод и 9 на байкалидах.

Сопоставительный анализ показал, что для абсолютного большинства платформенных структур II порядка, развитых на фундаменте позднегерцинского возраста, отношение амплитуд по горизонту II^a «Б» (юра) к амплитуде по кровле складчатого фундамента в среднем составляет 0,5. По более верхним горизонтам чехла величина закономерно убывает до 0,1.

Такая же закономерность, но с меньшей величиной этого отношения отмечается для структур платформенного чехла, развитых на фундаменте с раннегерцинским возрастом складчатости. В фундаменте здесь развиты геосинклинальные структурные зоны типа антиклино-

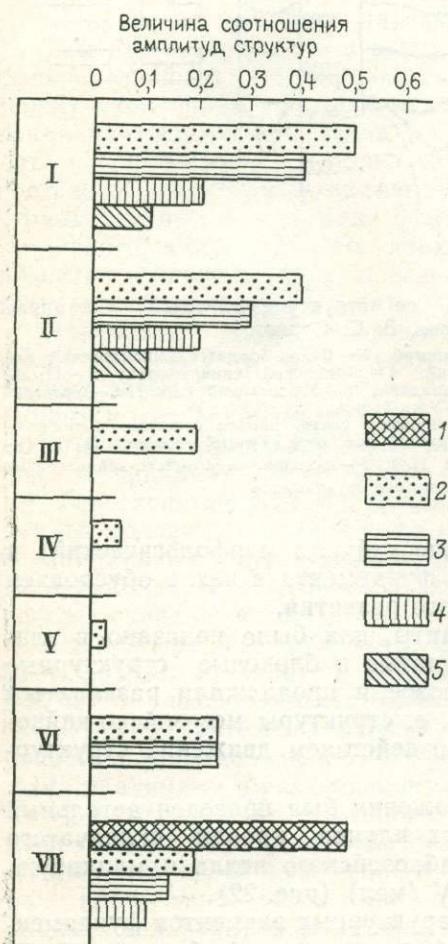


Рис. 23. Интенсивность формирования структур первого и второго порядка в мезозойском чехле на этапе молодой платформы в зависимости от возраста складчатости фундамента, блоковых движений и процессов рифтогенеза. Составили В. С. Сурков, Л. В. Смирнов.

Территории: I — с позднегерцинским возрастом фундамента; II — с раннегерцинским возрастом фундамента; III — с каледонским возрастом фундамента; IV — с салаирским возрастом фундамента; V — с байкальским возрастом фундамента; VI — то же, активизированная герцинским тектогенезом; VII — с раннемезозойской активизацией (районы грабен-рифтов).

Соотношение структурных планов: 1 — I/Ф; 2 — II^a/Ф; 3 — III/Ф; 4 — IV^a/Ф; 5 — V^a/Ф, где I — поверхность промежуточного комплекса; II^a — сейсмическая граница в подошве базеновской свиты верхней юры; III — сейсмическая граница в подошве покурской свиты нижнего мела; IV^a — сейсмическая граница в кровле ипатовской свиты и ее аналогов верхнего мела; V^a — сейсмическая граница в кровле ганькинской свиты верхнего мела; Ф — поверхность складчатых комплексов фундамента

риев и синклиниориев и межгорных прогибов, и структуры чехла унаследуют от них как морфологию, так и внутреннюю структуру, т. е. структуры чехла здесь являются полно унаследованными.

В зонах каледонид, салаирод и особенно байкалид представительность материала значительно хуже. Однако, как видно из сопоставительного анализа, величина отношения амплитуд даже по горизонту «Б» к поверхности складчатого фундамента не превышает 0,3, а по более верхним горизонтам она понижается до 0,01.

Это указывает на малую тектоническую активность как геосинклинальных (каледонид), так и блоковых (салаироды, байкалиды) структур фундамента в мезозойское время. Как было показано в главе II, в юго-восточной и восточной частях плиты (салаироды и байкалиды) в фундаменте выделяются структуры типа наложенных палеозойских впадин и горстовых поднятий, которые образовались в раннем, отчасти среднем палеозое. Поэтому вполне естественно — импульс направлений движений в этих блоках к мезозою почти угас. По кровле складчатого фундамента амплитуды этих структур равняются 3—5 км (прил. 2), а в платформенном чехле, как это можно увидеть из графиков сопоставления (см. рис. 23), они отражаются только в самых нижних горизонтах чехла и по меловым отложениям эти структуры уже не проявляются.

Высокая интенсивность структурообразования отмечается в зонах байкалид, переработанных герцинским тектогенезом. Здесь блоковые структуры проявляются в платформенном чехле до меловых отложений включительно, причем отношения амплитуд по различным горизонтам чехла к кровле складчатого фундамента близки. Это указывает на высокую активность тектонических блоковых подвижек и периодическое подновление этой активности на протяжении мезозоя.

Четкое отражение в структуре платформенного чехла нашли структуры грабен-рифтов, образованные в триасовое время. В виде узких желобов они проявляются по всему разрезу чехла, вплоть до современных отложений.

Рифтогенез, как было показано в главе II, проявился в пределах Центрально-Западносибирской складчатой системы поздних герцинид. Рифтовые зоны рассекают складчатые структуры почти под прямым углом. В платформенном чехле нашли свое отражение как складчатые структуры, имеющие северо-западное простиранье, так и блоковые (за счет рифтов), имеющие северо-восточную ориентировку, причем северо-восточная ориентировка, обусловленная рифтами, в верхних горизонтах чехла проявляется более отчетливо (см. рис. 24, 25).

Таким образом, анализ структурных планов по различным горизонтам чехла и их сопоставление со строением фундамента (его внутренней структурой) однозначно подтверждает высказанное выше положение о том, что главным фактором структурообразования в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты являются постумные подвижки структурных зон фундамента. Интенсивность и продолжительность этих подвижек определяются возрастом складчатых и блоковых структурных элементов фундамента.

Устанавливаемая зависимость развития и строения структур платформенного чехла от возраста и типов структур фундамента позволяет подойти к анализу тектонического строения платформенного чехла, учитывая генезис структур, и предложить иную их классификацию.

§ 2. КЛАССИФИКАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР ПЛИТ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Плиты молодых платформ по особенностям строения фундамента и платформенного чехла принципиально отличны от плит древних платформ. Естественно, что и таксonomía структур чехла плит молодых платформ должна отличаться от таковой, применяемой для чехлов древних платформ. В частности в классификации структур плит молодых платформ целесообразно введение признаков, характеризующих генетическую связь платформенных структур со структурными зонами фундамента. На важность разработки морфогенетической классификации платформенных структур указывалось многими исследователями — Ю. А. Косыгиным [14], Н. Н. Ростовцевым [27], В. Е. Хайним [44], В. Д. Наливкиным [34], Ф. Г. Гуарии [39], А. Л. Яншиным [48], К. И. Микуленко, В. С. Старосельцевым и др.

Для линейного типа структур плит молодых платформ А. Л. Яншиным и Р. Г. Гарецким были предложены и применены для Туранской плиты термины: мегантиклинали, антиклинали, мегасинклинали и синклинали.

Эти термины целесообразно применять для полно унаследованных платформенных структур, т. е. структур, которые наследуют геосинклинальные иprotoорогенные структуры фундамента (антеклиниории, синклиниории, межгорные прогибы).

В районах, где структуры чехла плит молодых платформ наследуют блоковые структуры фундамента, такие как унаследованно-наложенные впадины, поднятия, горсты, т. е. где унаследуется только морфология поверхности фундамента, для классификации структур чехла целесообразно сохранить терминологию, разработанную для структур чехлов древних платформ (антеклизы, своды, мегавалы и др.). Это обусловлено в данном случае близостью условий формирования структур плитного комплекса как на молодых, так и на древних платформах.

Структуры чехла, развивающиеся над грабен-рифтами, предлагаются именовать мегажелобами и желобами. Структуры типа синеклиз, как показывает анализ материалов, в платформенном чехле развиваются над крупными срединными массивами.

Предлагаемая морфогенетическая классификация структур чехла плит молодых платформ приведена в табл. 4.

Данная морфогенетическая классификация бесспорно нуждается в дальнейшем развитии, но несомненно она более полно отражает особенности развития структур платформенного чехла. Применение ее целесообразно с практической точки зрения, так как позволит судить об особенностях развития структур чехла, их строении.

§ 3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

В составе чехла плит молодых платформ, в том числе и Западно-Сибирской, как правило, всегда имеется ряд литолого-стратиграфических горизонтов, обладающих регионально выдержаными акустическими свойствами, позволяющими картировать их геофизическими методами разведки на всей территории плиты или очень крупных ее частей.

Опорными отражающими горизонтами для чехла Западно-Сибирской плиты являются: подошва битуминозных аргиллитов баженовской

свиты верхней юры II^а («Б») и подошва покурской свиты нижнего мела III («М»).

Сейсмическое картирование этих опорных горизонтов позволяет изучить геометрию (форму, размеры, соподчиненность) тектонических структур чехла. Сведения эти имеют важные значения на этапе поисков и разведки залежей нефти и газа, а также для оценки общих прогнозных запасов углеводородов.

На основе структурных карт, составленных по сейсмическим данным, осуществляется тектоническое районирование чехла, причем особое внимание уделяется выделению территорий, характеризующихся какими-либо специфическими чертами строения платформенного чехла; при районировании чаще всего отражаются те специфические черты строения платформенных структур, которые оказывают существенное влияние на формирование залежей нефти и газа. Большую положительную роль в деле успешного ведения нефте-газопоисковых работ на территории Западно-Сибирской плиты играют тектонические карты платформенного мезозойско-кайнозойского чехла, составляемые большими коллективами под редакцией Н. Н. Ростовцева, И. И. Нестерова. Необходимо подчеркнуть, что в основе этих карт до настоящего времени лежит группировка структур и их классификация по морфологическому принципу. Классификацией, принятой в 1963 г. на Ленинградском совещании, предусматривается выделение надпорядковых структурных элементов (площадью более 100 тыс. км²) и трех порядков более мелких структур; первый порядок — от 6—10 до 60—100 тыс. км², второй порядок — от 250 км² до 6 тыс. км² и третий порядок — с площадью менее 250 км². Составляемые на основе этой классификации тектонические карты явились своеобразной «эпохой» в деле изучения тектоники платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Ведущие ученые, занимающиеся тектоникой платформенного чехла, отмечали односторонность данной классификации и акцентировали внимание на необходимости внесения в классификацию платформенных структур элементов их генезиса. В конце шестидесятых годов появляются тектонические карты платформенного чехла, учитывающие временные аспекты и темпы формирования наиболее многочисленного класса локальных структур. Проведенные исследования в этом направлении позволили разработать новые методические приемы изучения тектонической структуры чехла плиты и составить высоко информативные карты тектоники мезозойско-кайнозойского чехла [4, 29, 39]. Этими исследованиями были выявлены некоторые общие черты строения крупных районов Западно-Сибирской плиты, морфологические особенности структур, времени их образования, фациальные различия в разрезе чехла и ряд других отличительных признаков. К крупнейшим надпорядковым структурам мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты отнесены внешний пояс и внутренняя область. Граница между этими тектоническими элементами чехла имеет несколько условный характер: в пределах внешнего пояса происходит значительное сокращение мощности, особенно нижних горизонтов чехла, и выклинивание нижнеюрских отложений при прогрессирующем сокращении мощности и верхних горизонтов, вплоть до их полного выклинивания в сторону горно-складчатого обрамления плиты. Во внешнем поясе плиты выделены моноклини, мегавпадины и впадины, мегавыступы и выступы, мегавалы и вальы, осложненные в свою очередь локальными структурами.

Внутренняя область плиты характеризуется стабильным стратиграфическим объемом чехла, хотя мощность отдельных его составляющих изменяется, причем иногда очень значительно. Она в свою очередь

Таблица 4

структур чехла плит молодых платформ

| фундамента их формирующих | | Брахиформные структуры чехла | | |
|--|----------------------|--|-----------------------------|---|
| чехла | | Положительные | | |
| тельные | Отрица- | Унаследуемый тип структур фундамента | Номенклатура структур чехла | Номенклатура структур чехла |
| Рифтовые структуры | Антеклизы | Структурно-гетерогенные блоки земной коры, срединные массивы | Синеклизы | Структурно-гетерогенные блоки земной коры, срединные массивы |
| Мегасинклиниории, межгорные прогибы, грабен-синклиниории | Своды | Структурно-гетерогенные выступы, горсты, части срединных массивов | Впадины | Унаследованно-награжденные и внутренние впадины, части срединных массивов |
| Синклиниории, межгорные прогибы Грабен-рифты | Купола | Выступы, граникоидные интрузивы, горсты | Котловины | Унаследованно-награжденные впадины, грабены |
| Грабены, опущенные крылья разломов | Поднятия | Интрузивные тела, горсты | Мульды | Грабены, впадины |
| Флексуры фундамента | Полусводы | Выступы-горсты, срединные массивы, погружающиеся со стороны обрамления | Незамкнутые впадины | Унаследованно-награжденные впадины, части срединных массивов, погружающиеся со стороны обрамления |
| Грабены, крылья разломов | Незамкнутые поднятия | Интрузивные тела Горсты | Мульды | Грабены, впадины |
| Флексуры фундамента | Поднятия Мысы | Выступы-горсты, интрузивные гранитоидные тела, погружающиеся со стороны обрамления | Котловины | Унаследованно-награжденные впадины, грабены, погружающиеся со стороны обрамления |

Морфолого-генетическая классификация

| Элементы плитного комплекса | Размерность структур чехла | Структуры чехла и тип структур | | |
|-----------------------------|--|--------------------------------------|---|----------------------------|
| | | Линейные структуры | | |
| | | Положительные | | Отрица- |
| Внутренняя область | Номенклатура структур чехла | Унаследуемый тип структур фундамента | Номенклатура структур чехла | |
| | Крупнейшие (надпорядковые) 500—600×600—1000 км | Региональные поднятия | Группы структурно-формационных зон | Мегажелоба |
| | Крупные (I порядок) 50—100×100—800 км | Мегантиклинали Мегавалы | Мегантиклиниории Горст-антиклиниории | Мегасинклинали Мегапрогибы |
| | Средние (II порядок) 5—50×50—500 км | Антиклинали Валы | Антиклиниории Горсты | Синклинали Желоба |
| Внешний пояс | Локальные (III порядок) 1—5×50—100 км | Поднятия | Гранитоидные интрузивы, взброшенные крылья разломов, горсты | Прогибы |
| | Крупнейшие (надпорядковые) | Моноклизы | Со структурами фундамента не соподчинены | |
| | Крупные (I порядок) | Моноклинали | Структурно-гетерогенные блоки фундамента | Ступени |
| | Локальные (III порядок) | Поднятия, структурные носы | Интрузивные тела, горсты | Прогибы |
| | Средние (II порядок) | Полувыступы Выступы | Антиклиниории | Ступени |

подразделяется Колтогорско-Уренгойским мегажелобом на западный и восточный блоки. Западный блок характеризуется в целом несколько повышенной мощностью меловых отложений в сравнении с восточным, тогда как юрские отложения восточного блока имеют более полный стратиграфический разрез и большую, относительно западного блока, мощность. Было подмечено, что имеются существенные различия и в строении структур чехла. В целом амплитуды крупных (I и II порядки) положительных структур чехла западного блока значительно меньше, чем соответствующего ранга поднятия восточного блока, причем в формировании структур восточного блока существенную (а на севере ведущую) роль играют дизъюнктивы, разрывающие отложения чехла. Разломы фундамента западного блока чаще всего затухают в юрских и меловых отложениях.

Восточный блок четко подразделяется на два подблока, граница которых проходит по восточному борту Пыль-Караминского мегавала. Причем западный подблок имеет строение структур чехла, аналогичное большей части западной половины внутренней области плиты. Основными структурными элементами внутренней области являются своды, мегавпадины, мегавалы, мегапрогибы. Они осложнены структурами II и III порядков. Подробное строение платформенного чехла Западно-Сибирской плиты охарактеризовано в целом ряде крупных монографий [4, 39 и др.].

Для углубленного изучения регионального тектонического строения чехла плиты, сопоставления структурных планов чехла и фундамента были построены генерализованные структурные карты по двум основным маркирующим отражающим горизонтам II^a («Б») подошва баженовской (марьяновской) свиты, верхняя юра, и III («М») подошва покурской свиты низов нижнего мела (рис. 24, 25).

Составление указанных карт позволило выяснить изменение мощностей значительного стратиграфического интервала чехла между горизонтами II^a и III, установить зоны наибольших градиентов изменения глубин залегания опорных горизонтов, что имеет значение для поисков литологических залежей нефти и газа, доминирующие простирации структур и другие важные характеристики строения чехла в региональном плане.

На генерализованных картах, особенно по горизонту II^a («Б»), деление структуры чехла Западно-Сибирской плиты на внешний пояс и внутреннюю область вырисовывается значительно четче, чем на структурных картах, где региональные закономерности затушевываются обилием локальных структурных элементов.

Внешний пояс плиты не идентичен во всех своих частях. Он состоит как бы из отрезков, характеризующихся разной шириной и градиентом моноклинального погружения в направлении внутренней области плиты. Строение фундамента плиты (глава II) показывает зависимость конкретного проявления тех или иных черт строения внешнего пояса платформенного чехла от региональных черт строения фундамента.

Так, Приуральская часть внешнего пояса целиком расположена в пределах погружения Уральской складчатой системы, причем там, где простижение его соответствует простирианию структурных зон складчатой системы, он имеет наименьшую ширину и значительный градиент погружения слоев. На юге, где внешний пояс пересекает погребенную Уральскую складчатую систему, он резко расширяется, а погружение слоев чехла становится плавным.

Аналогичное строение имеет внешний пояс восточного борта пли-
ты, здесь также структуры фундамента коррелируют простиранье и
ширина внешнего пояса.

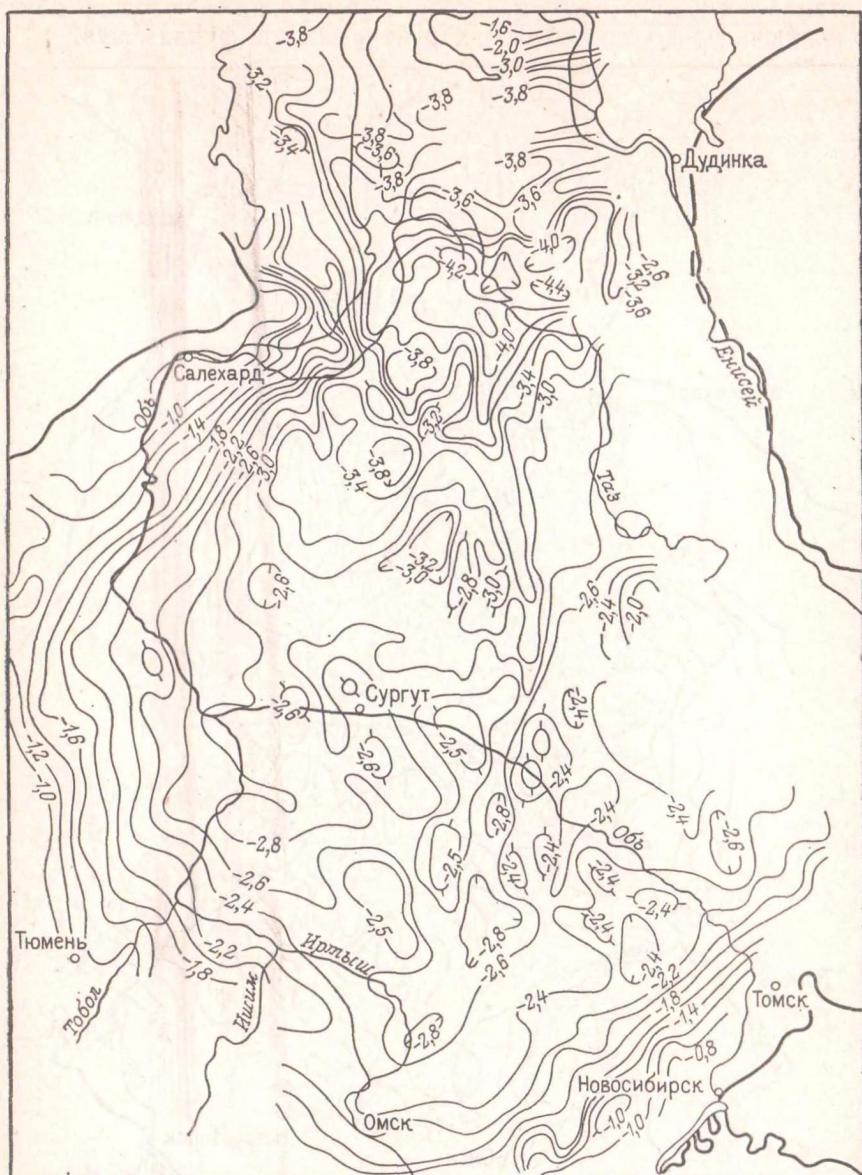


Рис. 24. Генерализованная структурная карта Западно-Сибирской плиты по верхне-юрскому отражающему горизонту II^a («Б»). По Е. В. Еханину, В. П. Жадновой

Южные сегменты внешнего пояса характеризуются резко варьирующей шириной и ступенчатостью погружения. Эти особенности связаны с весьма разнообразной ориентировкой разновозрастных структурно-формационных зон фундамента. Характерно, что унаследованность структурных зон фундамента структурами чехла в пределах внешнего пояса нарастает от прибортовых частей к районам с более

мощным чехлом и появлением в составе чехла более древних горизонтов мезозоя.

Внутренняя область на генерализованных структурных картах представляет собой структурное поле, формирование которого обусловлено исключительно движениями структурных зон фундамента.

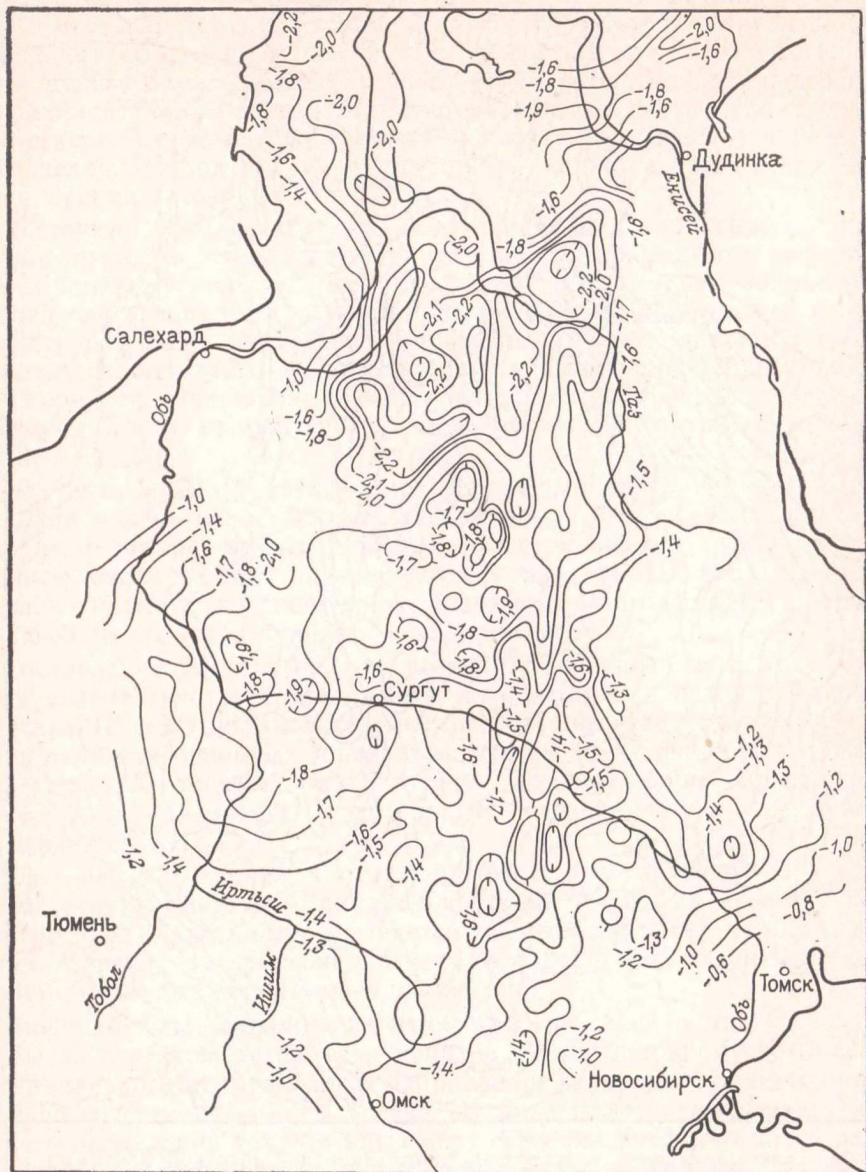


Рис. 25. Генерализованная структурная карта Западно-Сибирской плиты по нижне-аптскому отражающему горизонту III («М»). По Е. В. Еханину, В. П. Жадновой

Генерализованные карты позволяют отчетливо проследить характер изменения простирания структур по разрезу. По подошве базеновской свиты доминируют северо-западные простирания структур, а меридиональные и северо-восточные выражены менее отчетливо — в виде

узких отрицательных зон. По подошве покурской свиты наиболее ярко выражены структуры северо-восточного и меридионального простирания, а северо-западные выражены слабо и они более расплывчаты. Такая закономерность в простирации структур по различным горизонтам,

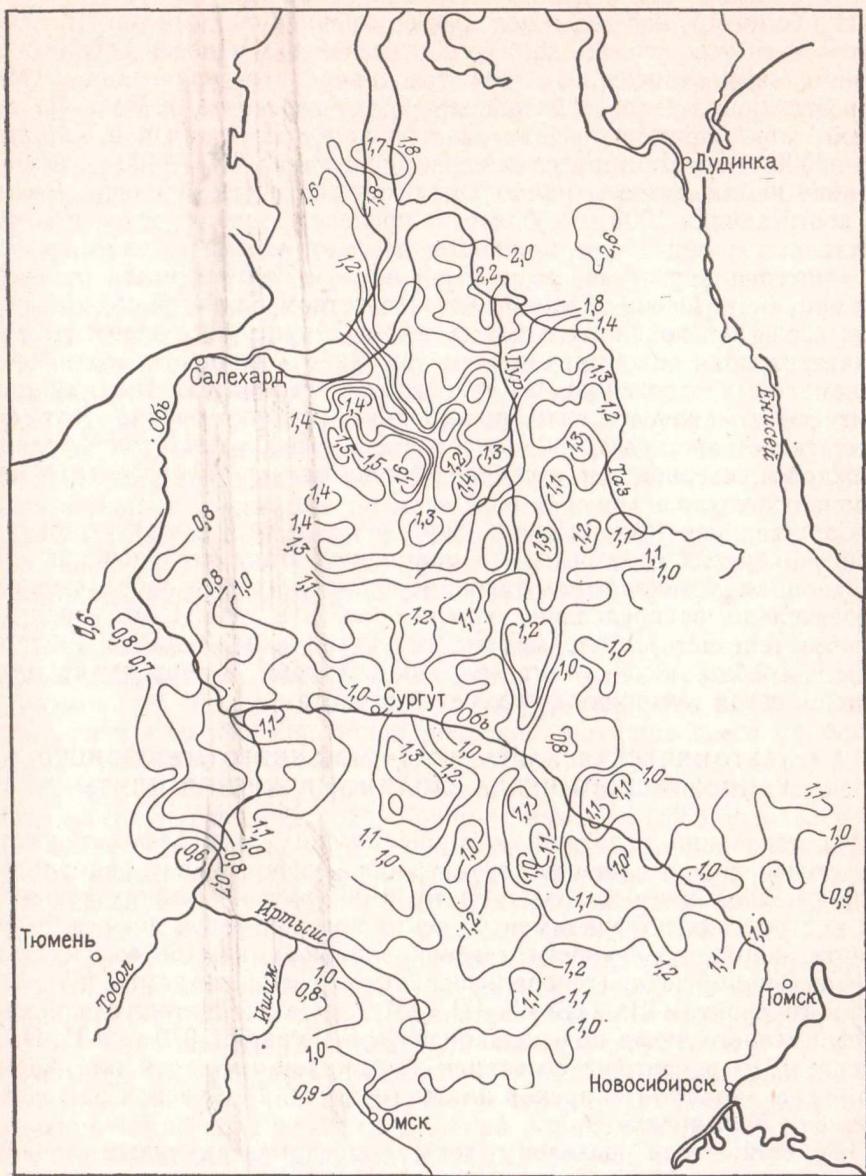


Рис. 26. Карта изменения мощности отложений между сейсмическими горизонтами II^а («Б») и III («М») Западно-Сибирской плиты. По Е. В. Еханину, В. П. Жадновой

как будет показано ниже, отражает одну из важных особенностей принципа унаследованности — возраст структурных элементов фундамента.

Большой интерес для изучения строения чехла Западно-Сибирской плиты имеет выяснение характера изменения мощности верхнеюрско-

нижнемеловых отложений между опорными отражающими горизонтами II^a и III (рис. 26). Изменение мощности значительного стратиграфического интервала чехла позволяет судить о региональных движениях крупных блоков земной коры и о распределении мощностей в результате конседиментационного структурообразования.

Наиболее крупными элементами внутренней области плиты, нашедшими четкое отражение в характере изменения мощности верхнеюрско-нижнемеловых отложений, являются южная и северная зоны. Мощность отложений чехла в интервале между горизонтами II^a и III в северной зоне примерно в два раза больше, чем в южной, достигая 1500—2000 м, тогда в пределах первой она равна 600—1400 м. В северной зоне наблюдается и наибольшая контрастность изменения мощности, достигающая 1000 м и более. В пределах южной зоны, при соответственном уменьшении мощности рассматриваемого стратиграфического интервала разреза, резко снижается и контрастность изменения этой мощности. Очень важным обстоятельством является то, что в пределах обеих зон положительные линейные структурные элементы чехла характеризуются закономерным уменьшением мощности верхнеюрско-нижнемеловых отложений, по сравнению с отрицательными элементами, имеющими, как правило, повышенную мощность чехла. Этот факт может свидетельствовать об однотипности структурных зон фундамента южной и северной зон, а следовательно, структурообразования платформенного чехла.

Современных тектонических карт чехла и карт гипсометрии опорных отражающих горизонтов на настоящем этапе исследований недостаточно для установления закономерностей структурообразования и, следовательно, распределения залежей нефти и газа. Путь к решению вопросов генезиса платформенных структур чехла Западно-Сибирской плиты и, вообще, чехлов плит молодых платформ, авторы видят в установлении связи тектоники фундамента и чехла.

§ 4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ПЛАТФОРМЕННОГО МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

На основании изложенных в предыдущих параграфах теоретических положений о главных структурообразующих факторах платформенных чехлов плит молодых платформ и разносторонних тектонических построениях по фундаменту (тектоническая карта доюрского фундамента, карта поверхности геосинклинальных комплексов и др.) и платформенному чехлу (генерализованные структурные карты по сейсмическим горизонтам II^a («Б») и III («М»), а также тектонической карты платформенного чехла под редакцией Ф. Г. Гуарии, 1970 г. и И. И. Нестерова, 1974 г., авторы составили тектоническую карту платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (прилож. 4) с учетом их генезиса и времени формирования.

На этой карте выделены зоны конседиментационных линейных структур чехла типа мегантиклиналей и антиклиналей, мегасинклиналей и синклиналей, сформированных унаследованными движениями геосинклинальных структурных зон фундамента. Эта группа структур является полно унаследованной; на их примере показывается высокая степень унаследования (морфология и общая внутренняя структура) структурами чехла структурно-формационных зон фундамента геосинклинального иprotoорогенного этапов. Выделяется также группа структур чехла, конседиментационный рост которых продолжался под действием постумных движений зон фундамента до неогенового периода

(такие структуры развиты в пределах западной и центральной частей плиты), и линейные структуры (антиклинали и синклинали), где унаследованное конседиментационное структурообразование в чехле продолжалось только до конца мелового периода.

В восточных районах плиты, особенно на юго-востоке, развиты структуры изометричной формы, где унаследованное конседиментационное структурообразование в чехле завершилось в юрское время. На северо-востоке в чехле выделяются линейные структуры типа мегавалов, мегапрогибов, которые формировались на протяжении юрского и мелового периодов, т. е. они формировались над блоковыми структурами, образовавшимися в конце палеозоя в пределах развития байкалид, в результате складчатости в Таймырской геосинклинальной системе поздних герцинид.

В центральной части плиты платформенный чехол кроме мегантиклиналей и мегасинклиналей образует также линейные структуры типа мегажелобов и желобов. Формирование этих резко выраженных структур происходило с разной интенсивностью на протяжении всего мезозоя и кайнозоя; по-видимому, оно не завершилось и в настоящее время, о чем свидетельствует ряд геоморфологических данных.

На этой карте (см. прилож. 4) выделяется группа надпорядковых структур. К ним в первую очередь отнесены внешний пояс, где происходит не только сокращение общей мощности чехла, но и выпадение из разреза многих горизонтов по мере приближения к горно-складчатому обрамлению плиты. Выделяется зона Мансийской синеклизы, в целом отвечающая крупному блоку фундамента — Уват-Хантымансийскому срединному массиву, где мощность осадочного платформенного чехла увеличена.

В самостоятельную группу выделены структуры чехла, сформированные движениями блоков фундамента в пределах мегасинклиналей и синклиналей; как правило, эти структуры чехла не конседиментационные, время их формирования различно, но чаще всего наибольший прирост амплитуд происходил в поздней юре — раннем мелу.

В составе Западно-Сибирской плиты выделяются внутренняя область плиты и внешний пояс. Границу между ними проводят по зоне наибольшего градиента погружения подошвы чехла или выклиниванию юрских отложений, что, по-видимому, взаимосвязано. С точки зрения взаимосвязи структур чехла и фундамента, внешний пояс характеризуется кроме сокращенного разреза отсутствием или крайней нечеткостью проявления в чехле унаследованных движений структур фундамента. Совершенно понятно, что в данном случае мы также не имеем четких критериев проведения границы между внешним поясом и внутренней областью. На составленной нами тектонической карте (см. прилож. 4) эта граница в целом совпадает с границей, проведенной на тектонической карте платформенного чехла [4]. Моноклинальные погружения горноскладчатых сооружений обрамления плиты, формирующие в целом внешний пояс плиты, нами именуются моноклизами. Соответственно выделяются: Приуральская, Приказахстанская, Приалтаесаянская, Приенисейская и Притаймырская моноклизы. Они осложнены незамкнутыми структурами более низких порядков в ряде случаев, имеющих слабо выраженную связь со структурами основания. В целом же связь структур чехла и фундамента в пределах моноклиз очень слаба. Это обусловлено значительным сокращением разреза чехла, причем сокращение происходит по нижним горизонтам наиболее отражающих движения структурных зон фундамента. В какой-то мере нечеткость структурных форм чехла во внешнем поясе объясняется также

моноклинальным погружением, т. е. существованием в каждой точке определенного градиента погружения. Одной из причин нечеткости структурных форм в чехле является слабая степень изученности тектоники чехла в пределах внешнего пояса.

Во внутренней области плиты в осадочном чехле выделяются крупные линейные мегазоны, которые в свою очередь осложнены более мелкими структурами I и II порядков.

На тектонической карте (прилож. 4) выделяются: Нурминская, Северо-Ямальская, Восточно-Уральская, Тазовская, Пыль-Караминская, Сургутско-Пурпейская, Верхне-Демьянская, Старосолдатско-Михайловская мегантиклинали. Они разделены отрицательными мегаструктурами — мегасинклиналями. По простиранию положительные структуры I порядка (антиклинали, образующие мегаструктуры) сопрягаются седловинами. Центральная часть плиты в пределах Обь-Иртышского междуречья имеет также унаследованный тип линейных структур чехла, но в силу дискордантико-наложенного структурообразования, связанного с рифтогенезом, выделение протяженных мегаструктур здесь затруднено и они «просматриваются» только по сочетанию структур I порядка.

Антиклинали чехла осложнены более мелкими структурами II порядка. Последние имеют более сложные соотношения со структурами фундамента. Чаще всего их формирование связано с гранитоидными телами или блоковыми структурами в пределах приосевых зон антиклиниориев. Частично, возможно, имеются и структуры, соответствующие внутренним единичным складкам фундамента, формировавшимся в результате унаследованных движений. Мегасинклинальные и синклинальные зоны осложнены многочисленными положительными структурами второго и третьего порядков, связанными с постумными движениями фундамента в процессе напряжений, возникших в стадию завершающей складчатости. Такого типа блоковые движения формировали мелкие структуры чехла линейной формы, соответствующие общему простиранию складчатых структур фундамента.

В юго-восточной части и в пределах Мансийской синеклизы основными структурами чехла являются своды и впадины. Своды, как было отмечено ранее, унаследуют в какой-то мере фрагменты блоков, имеющих антиклиниорную природу, а впадины чехла располагаются над унаследованно-наложенными палеозойскими впадинами фундамента. Своды в пределах Мансийской синеклизы характеризуются конседиментационностью своего формирования, так как в их основании существенную роль играют гранитизированные в конце палеозоя ядра байкальских антиклиниорных зон. Своды в пределах юго-восточной части плиты сформированы гетерогенными блоками фундамента, в связи с чем они имеют более резкие градиенты крыльев и слабовыраженную конседиментационность своего развития.

На северо-востоке плиты структуры чехла сформированы исключительно блоковыми движениями фундамента. Блоки сформировали очень контрастные большой амплитуды мегавалы, движения которых, по-видимому, продолжались до неогена.

Таковы зоны Мессояхско-Усть-Портовского, Танамско-Рассохинского мегавалов.

К центральной осевой части плиты приурочена группа унаследованных конседиментационных отрицательных линейных структур, сформированных нисходящими движениями грабен-рифтов фундамента. Крупнейшей структурой такого типа является Колтогорско-Уренгойский мегажелоб — стержневая структура. С ним сопрягаются более мелкие желоба Усть-Тымский, Чузиковский, Аганский, Худуттайский и другие

еще более мелкие. Тенденция к прогибанию в пределах этих структур сохранялась в течение мезозоя и кайнозоя, в результате чего в желобах резко увеличена мощность мезозойских отложений.

Территории, расположенные между рифтовыми зонами, представляют собой своеобразные положительные надпорядковые мегаструктуры, характерной чертой которых является конседиментационное относительное поднятие на протяжении всего мезозоя и кайнозоя. В пределах центральной части плиты выделяется ряд надпорядковых региональных поднятий, расположенных между Колтогорско-Уренгойским мегажелобом, Аганским и Усть-Тымским желобами. К ним относятся Александровско-Васюганское, Сенькино-Пудинское, Нижневартовское и Сургутское региональные поднятия. Они имеют общее простиранье, соответствующее простиранью ограничивающих их желобов, т. е. северо-восточное. Простиранье же слагающих их антиклиналей и синклиналей северо-западное, соответствующее простиранью формирующих их складчатых структурных зон фундамента.

Таким образом, в осадочном мезозойско-кайнозойском платформенном чехле выделены структурные элементы различного генезиса, указан интервал времени формирования этих структур, их тип.

Наибольшей интенсивностью и длительностью развития характеризуются линейные положительные структуры чехла: антиклинали, валы.

Осложняющие их структуры более высоких порядков являются главным объектом для поисков нефти и газа. Они формировались в условиях непрерывно-прерывистого относительного подъема на общем фоне погружения внутренней области плиты. Эти зоны характеризуются улучшением коллекторских свойств. Близка им генетическая природа локальных поднятий на сводах в пределах Мансийской синеклизы.

Особенно устойчивую тенденцию к относительному поднятию испытывали зоны поднятий, расположенные на контакте антиклиналей и желобов. Эти поднятия представляют особый интерес для поисков залежей нефти и газа.

Иная тектоническая природа локальных поднятий, расположенных в пределах синклиналей. Они, в противоположность локальным поднятиям антиклиналей и сводов, формировались в условиях устойчивого погружения, связанного не только с общим прогибанием плиты, но также и с локальным прогибанием благодаря унаследованным движениям отрицательных структурно-формационных зон фундамента, каковыми являются синклиниории, межгорные прогибы.

Разрез мезозойско-кайнозойских отложений в таких зонах наиболее полный, причем в первую очередь он увеличивается за счет появления наиболее древних слоев чехла. Преобладают глинистые отложения с худшими коллекторскими свойствами.

В целом эта группа поднятий еще изучена совершенно недостаточно ввиду малого объема бурения в прогнутых зонах чехла. Блоковые структуры II и III порядков в синклиналях и седловинах, вероятно, будут весьма перспективными на поиски нефти в эрозионной части поверхности палеозоя.

§ 5. ПРОБЛЕМА НЕФТЕНОСНОСТИ НИЖНИХ КОМПЛЕКСОВ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Нефтегазоносность нижних комплексов платформенного чехла изучена в пределах южных и центральных районов Западно-Сибирской плиты, тогда как перспективность этих комплексов в северной части плиты пока дискуссионна, хотя в последние годы было сделано откры-

тие ряда залежей нефти и конденсата на восточном склоне Уренгойской мегантиклинали, на западном склоне Часельской антиклинали, а также в некоторых других районах, что указывает на промышленную нефтеносность нижнемеловых и верхнеюрских отложений.

Не претендуя на полное освещение вопросов закономерностей формирования залежей нефти и газа применительно к геологическим условиям мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты, авторы сделали попытку привести некоторые доводы о перспективах на нефть нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты, вытекающие из анализа геологического строения фундамента и связи его структур со структурами платформенного чехла, позволяющие с большей определенностью аргументировать выводы.

Анализ размещения залежей нефти и газа в платформенных мезозойско-кайнозойских отложениях показывает, что подавляющее их количество сосредоточено в центральной части плиты, то есть в той ее части, где фундамент был сформирован к концу палеозоя, когда произошло завершение геосинклинального развития в Центрально-Западносибирской складчатой системе. Основными структурными зонами этой позднегерцинской складчатой системы являются инверсионные антиклиниории, сложенные глинисто-сланцевыми комплексами и прорывающими их гранитоидными телами батолитового типа, межгорные прогибы, разделяющие инверсионные антиклиниории и срединные массивы. Особенностью развития миогеосинклинальной системы на заключительной стадии является частная инверсия геосинклинальных прогибов и образование на их месте инверсионных антиклиниориев. Над этого типа зонами в платформенном чехле в процессе унаследованных движений в течение мезозоя происходило устойчивое формирование линейных зон поднятий, являющихся наиболее контрастными и большими ловушками для углеводородов, образование которых происходило в отложениях чехла по мере его прогибания и создания термодинамических условий главной фазы нефтеобразования. Не менее важным, по-видимому, тектоническим фактором, определявшим тектоническую активность региона и контрастность вертикальных движений общего и локального планов, является образование в триасовый период рифтовой системы. Рифтовые структуры, пересекая почти под прямым углом на юге плиты и под более пологим углом на севере геосинклинальные структурно-формационные зоны, образовали надпорядковые структурные формы — блоки фундамента, имеющие тенденцию к поднятию в течение всего мезозоя и кайнозоя и играющие роль региональных зон нефтегазонакопления (Нижневартовско-Каймысовское, Александровско-Васюганское, Сенькино-Пудинское, Сургутское поднятие) (см. прилож. 4).

Второй по величине областью нефтегазонакопления в центральной части плиты, по-видимому, является область бортовых зон мегажелобов и желобов и в первую очередь Уренгойско-Колтогорского, которые испытывали наиболее контрастные вертикальные движения. Следствием последних является формирование вдоль бортов литолого-стратиграфических ловушек нефти и газа. Структуры рифтовых зон испытывали неравномерные нисходящие движения, что приводило к изменению литолого-фациального состава юрских и меловых отложений вдоль бортов желобов. Особенно резкие фациальные изменения претерпевают отложения, соответствующие временам общих регрессий морского бассейна, когда структуры желобов становились наиболее низкими зонами, по которым протекали палеореки и где, как правило, разрез становится более грубозернистым. Это обстоятельство создает весьма благоприятные геологические условия для образования неструктурных залежей

нефти и газа. Зоны прибрежных и аллювиальных песчано-глинистых отложений, как и сами структуры желобов, должны иметь очень большую протяженность. Первым месторождением нефти такого литолого-стратиграфического типа, выявленным в последнее время, является Восточно-Уренгойское, расположенное на западном борту Уренгойско-Колтогорского мегажелoba.

По-видимому, очень перспективны для поисков литологических залежей в бортовых частях желобов участки пересечения этими желобами антиклинальных структурно-формационных зон геосинклинально-складчатого комплекса фундамента. Такие участки представляют собой места, где комбинации структурного и литологического факторов контролирования залежей действуют в направлении их формирования. Примером такого типа ловушки является Восточно-Таркосалинское газо-конденсатное месторождение.

Литолого-фацальные изменения в составе юрских и нижнемеловых отложений, вероятно, имели место не только вдоль структуры Уренгойско-Колтогорского желоба, являющегося самой крупной структурой, наследующей рифтовую зону фундамента, но и вдоль других желобов: Аганского, Усть-Тымского, Худуттейского и, возможно, Худосейского. Последний желоб практически не изучен, и его аналогичность Уренгойско-Колтогорскому только предполагается на основании интерпретации гравимагнитных полей.

Наряду с крупными рифтовыми структурами, в фундаменте плиты развиты целые системы более мелких разломов, которые в рельефе поверхности геосинклинальных образований (прилож. 2) создали сеть узких линейных прогибов, которые также, вероятно, являлись долинами палеорек в периоды регрессии морского бассейна, и в них могли сформироваться залежи нефти шнуркового типа.

Таким образом, анализ тектонического строения фундамента и платформенного чехла плиты показывает, что центральная часть ее в мезозое и кайнозое являлась ареной наиболее контрастных вертикальных движений. Эти движения сыграли определенную роль в формировании ловушек структурного и литологического типа по всему разрезу чехла и особенно в нижних его горизонтах.

Кроме благоприятных тектонических факторов в формировании залежей нефти и газа ведущую роль несомненно играли термические условия, которые также были благоприятны для ускоренного и наиболее полного преобразования рассеянной органики осадочных пород в углеводороды. Термические условия, в которых происходило платформенное осадконакопление, определялись двумя факторами, двумя источниками тепла.

Первым источником является радиогенное тепло. Позднегерцинские антиклинальные зоны фундамента, инверсия которых обязана широкому процессу гранитизации и формирования батолитовых тел гранитоидов, являются зонами с повышенным содержанием радиоактивных минералов. Наблюдение теплового потока в скважинах в пределах этих зон убедительно показывает на значительное повышение его, особенно если вблизи или непосредственно на площади под мезозойско-кайнозойским чехлом присутствуют тела гранитоидов.

Вторым источником тепла являются рифтовые зоны, являющиеся проводником глубинного тепла в верхние зоны земной коры как в форме тепловой конвекции, так и в форме гидротерм. Тепловой поток, как уже отмечалось, над зонами грабен-рифтов повышен и по своей интенсивности превосходит поток от радиогенных источников [37].

Таким образом, гранитизация и рифтогенез обусловили повышенный тепловой поток в пределах центральных и северных районов плиты в период формирования платформенного чехла, который несомненно воздействовал на органическое вещество пород, а также способствовал наиболее полной миграции углеводородов в конседиментационные структурные и литологические ловушки.

В общем случае центральные районы Западно-Сибирской плиты по тектоническим и термическим условиям, наряду с благоприятными геохимическими и гидрологическими условиями, являются наиболее перспективными для формирования залежей нефти и газа в нижних горизонтах мезозойских отложений чехла.

Поиски залежей нефти и газа здесь необходимо вести не только в пределах антиклинальных структур. Не менее перспективными, вероятно, будут и литолого-стратиграфические и чисто литологические ловушки в пределах прибрежных частей желобов, унаследующих рифтовые структуры фундамента. Нам представляется, что для скорейшего выявления залежей нефти и газа в нижних горизонтах платформенного чехла вся зона Колтогорско-Уренгойского мегажелоба должна быть покрыта площадными детальными сейсмическими исследованиями, особенно на севере, в районе полуострова Гидан, где под четвертичными осадками выходят меловые отложения и, следовательно, ожидается относительное уменьшение глубин до нижних горизонтов платформенного чехла.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Формирование Западно-Сибирской плиты как тектонического элемента Урало-Сибирской молодой платформы началось с ранне-среднедюрской эпохи. До этого времени эта территория входила в состав гетерогенного Монголо-Охотского складчатого пояса. В ее пределах к моменту формирования плитного комплекса, как было показано в главе II, располагались разновозрастные складчатые системы, структурно-формационные зоны которых и образовали доюрский фундамент.

В общем в тектонической истории Западно-Сибирской плиты можно выделить две стадии:

- 1) формирование структурно-формационных зон, образующих доюрский фундамент;
- 2) формирование плитного комплекса и его структурных элементов.

§ 1. СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

Она охватывает огромный временной интервал геологической истории от начала рифея до конца палеозоя и включает в себя два тектонических мегациклла, по существу непрерывно следующих один за другим (рифейский или байкальский) и палеозойский, включающий в себя салаирский, каледонский и герцинский тектонические циклы.

Об архейско-раннепротерозойской тектонической стадии развития фундамента можно высказать лишь самые общие соображения.

В современной структуре фундамента Западно-Сибирской плиты выделяются три крупных массива, возраст геосинклинальной складчатости которых древнее байкальского.

Уватский блок, входящий в состав Уват-Хантымансиjsкого срединного массива, расположен в западной части Западно-Сибирской плиты (низовье р. Конды). В его пределах выделяются положительные аномалии силы тяжести с субширотной ориентировкой: подобные аномалии распространены в прибортовой восточной окраине Восточно-Европейской (Русской) платформы. В пределах Уральской складчатой системы на широте Уватского блока субширотные гравитационные и магнитные аномалии как бы «просвечивают» сквозь субмеридиональные доминирующие аномалии Урала. Это обстоятельство позволяет предположить, что докарельские и карельские складчатые комплексы древней Русской платформы и Уватского блока были едиными. Об этом же свидетельствует и ряд геологических особенностей строения Уральской складчатой системы (наличие древнего Тараташского выступа, резкое сужение структур), отмеченных в месте предполагаемого широкого развития в ней архейско-раннепротерозойских структур с дискордантным простирианием.

Два других добайкальских блока (Нядояхский и Верх-Кетский) расположены в восточной части Западно-Сибирской плиты и по своей

геофизической характеристике сходны с древними блоками западной прибрежной части Сибирской платформы (Ангаро-Канским в пределах Енисейского кряжа и Канским в Восточном Саяне).

Таким образом, анализ геологического строения архейско-раннепротерозойских комплексов в пределах территорий, обрамляющих Западно-Сибирскую плиту, их соотношения с геофизическими полями, а также предполагаемое существование в фундаменте плиты зон добайкальской складчатости позволяют полагать, что древнейшие платформы Русская и Сибирская, по-видимому, некогда представляли единую протоплатформу.

В начале рифейской эры в результате проявления процесса рифтогенеза протоплатформа была разбита на отдельные литосферные плиты. Раздвиг литосферных плит определил обособление Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской, Таримской и других более мелких древних платформ и плит и образование сложно построенного геосинклинального пояса. В отдельных рифтовых зонах геосинклинального пояса земная кора возможно была океанического типа.

Рифтогенез на рубеже раннего рифея, по-видимому, определил оформление всего Монголо-Охотского рифейско-палеозойского геосинклинального пояса и формирование на его месте складчатого пояса с новой континентальной корой.

Косвенным подтверждением проявления рифтогенеза на рубеже 1600—1500 млн. лет является развитие миогеосинклиналей по окраинам древних кратонов и развитие эвгеосинклиналей внутри геосинклинального пояса.

Рифейский (байкальский) тектонический мегацикл. Учитывая большую продолжительность байкальского мегацикла (около 1 млрд. лет), естественно думать, что складчатые системы этого этапа не одновозрастны. Например, байкалиды центральной части Тимано-Печорской области, по-видимому, значительно древнее тянувшихся вдоль западного борта Сибирской платформы байкалид — Енисейской складчатой системы и геосинклинальной системы, существовавшей на востоке Русской платформы. Структурные зоны байкалид близки по составу формаций и характеру дислокаций к зонам палеозойских складчатых систем. С последними они имеют и близкие геофизические характеристики. Антиклиниории (унаследованные и инверсионные) байкальских складчатых систем характеризуются отрицательными гравитационными и преимущественно отрицательными магнитными аномалиями (Башкирский антиклиниорий Урала, Приенисейский — Енисейского кряжа, Дербинский — Восточного Саяна). Однако имеющиеся геологические материалы в сочетании с геофизическими данными позволяют сделать заключение, что байкальские структурно-формационные зоны пре-восходили по размерам палеозойские, причем наиболее широко распространены (особенно по краям кратонов) миогеосинклинали, в которых магматизм представлен в основном метасоматическим гранитообразованием.

Структурные зоны байкалид на большей части Западно-Сибирской плиты, по-видимому, имели северо-западное простижение, т. е. такое же, как и байкальские структурные зоны Тимано-Печорской системы (рис. 27).

В Тимано-Печорской складчатой системе В. А. Дедеевым выделен ряд крупных антиклиниориев и синклиниориев, образующих в поверхности ее фундамента и в чехле крупные зоны поднятий и прогибов [34]. Байкальские структуры этой системы прослеживаются на юго-восток,

где они составляют фундамент Северного и Полярного Урала [34]. В гравитационном и магнитном аномальных полях Северного и Полярного Урала аномалии северо-западного простирания, соответствующие докембрийским структурам, отчетливо выделяются на фоне субмеридиональных северо-восточных аномалий, отражающих герцинские структуры. На их продолжении в пределах Уват-Хантыманского срединного массива, намечаются три зоны пониженных значений гравитационных аномалий северо-западного простирания, которые нами интерпретируются как останцы байкальских антиклиниориев с гранитами в ядерной части. Скважинами в пределах самой крупной из этих зон на Красноленинской и Каменной площадях вскрыты метаморфические сланцы, аналогичные докембрийским образованиям Полярного Урала.

В этой части территории Западно-Сибирской плиты по геофизическим и отчасти буровым данным выделяются четыре зоны преимущественно антиклинарного строения, которые являются, по-видимому, продолжением таковых Тимано-Печорской складчатой системы.

Докембрийские граниты, имеющие в ряде случаев возраст более 900 млн. лет, вскрыты на Межовской, Нарым-Парабельской, Березовской и других площадях. Байкальские складчатые структуры этого направления распространялись, по-видимому, далеко на юг, в пределы территорий Рудного и Горного Алтая, а также захватывали восточную часть Казахстана.

Байкальские структуры Северо-Западного Казахстана и Южного Урала имели торцевое сочленение с выше рассмотренными, что свидетельствует об их разновозрастности. В зоне этих сочленений архейско-раннепротерозойские блоки оказались наиболее переработанными.

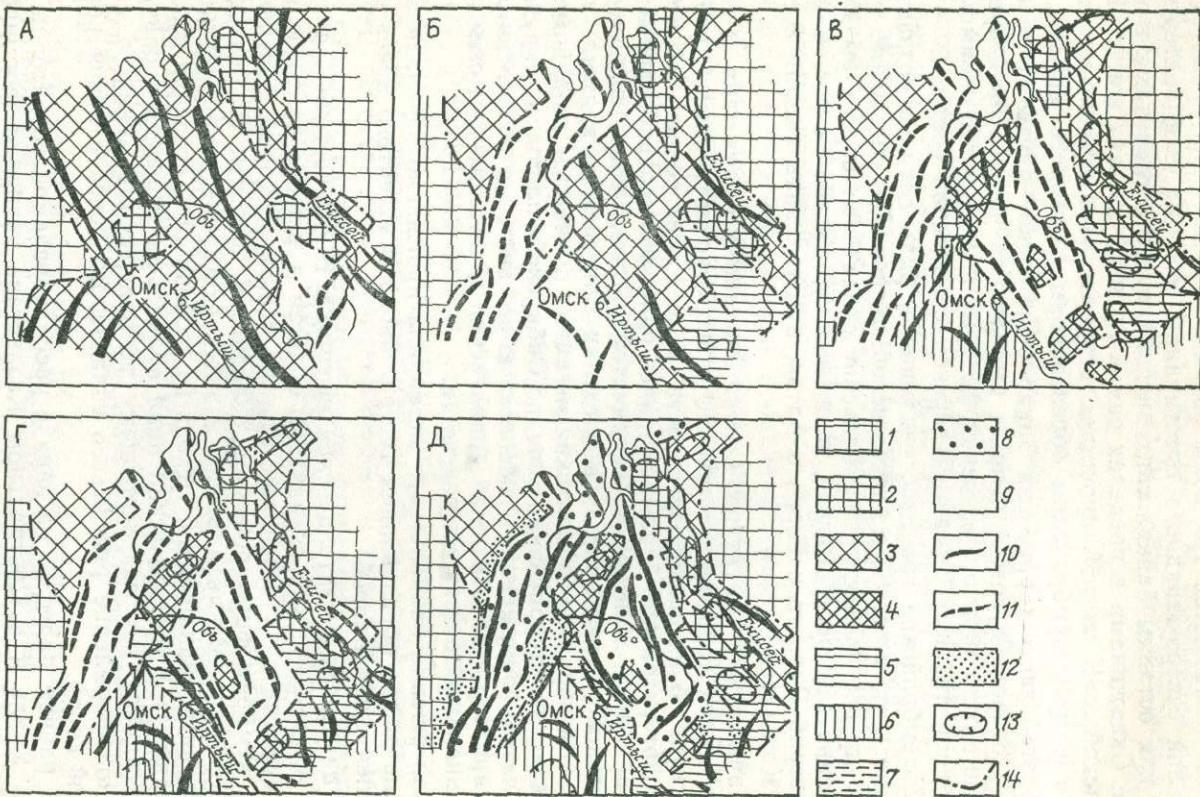
Байкалиды Енисейской складчатой системы более полное геосинклинальное развитие имели в пределах Енисейского кряжа.

Таким образом, байкальский мегацикл проявился, по-видимому, повсеместно на территории Западно-Сибирской плиты и окружающих складчатых сооружений. Особенностью его является миогеосинклинальный характер систем в зонах причленения к древним кратонам и эвгеосинклинальный в центральной части.

Завершение байкальского мегацикла произошло в начале венда — в конце рифея образованием гетерогенного складчатого пояса с новой континентальной корой.

Палеозойский тектонический мегацикл. В юго-восточной части плиты и Алтае-Саянской складчатой области в раннем палеозое продолжал существовать геосинклинальный режим, который завершился к концу кембрия формированием складчатой системы. Особенностью ее является эвгеосинклинальный характер формаций, выполняющих унаследованные синклиниории. Исходя из особенностей строения и развития салаирий, этот тектонический цикл правильнее относить к байкальскому мегациклу как завершающему тектоническому циклу, с которым связано оформление рифейского складчатого пояса с новой континентальной корой.

В раннем палеозое на западе рассматриваемой территории, а также на Урале и в Центральном Казахстане начинают формироваться новые геосинклинальные системы. Они в большинстве своем закладываются дискорданто простиранию складчатых структур байкальского возраста вдоль глубинных разломов растяжения по всей вероятности рифтового типа. Об этом свидетельствует эвгеосинклинальный характер формаций прогибов, а также их линейные узкие структурные формы, простирающиеся на сотни километров при ширине первые десятки километ-



ров. Расчлененность Уральской складчатой системы на зоны линейных эвгеосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий предполагается А. А. Прониным с самого начала образования геосинклинальной системы. В Центральном Казахстане, как и на Урале, также произошло расчленение по зонам глубинных разломов растяжения (рифтов) на ряд поднятий и прогибов; в частности, здесь выделяется Марьевско-Стерлитамакский, Калмыкульский и другие эвгеосинклинальные прогибы. На территории Алтая в нижнем палеозое закладываются миогеосинклинальные прогибы.

На востоке Западно-Сибирской плиты в пределах байкалид Енисейской складчатой системы в этот период формируются палеозойскиеprotoорогенные прогибы; возможно, к этому времени относится заложение Касской, Маковской и других впадин.

В центральной части Западно-Сибирской плиты геосинклинальные условия, вероятно, устанавливаются несколько позже и здесь в раннем палеозое располагались горноскладчатые сооружения.

Замыкание геосинклинальной складчатости в конце ордовика (калевонский цикл тектогенеза) произошло в северной части Центрального Казахстана и Горном Алтае. В сформированных этим тектогенезом структурных зонах отмечается определенная закономерность, заключающаяся в том, что геосинклинальные прогибы существенно эвгеосинклинального типа (Марьевско-Стерлитамакский, Калмыкульский), сложенные преимущественно фемическим составом пород, не инверсировали, и на их месте после складчатости образовались синклиниории унаследованного типа, тогда как в прогибах миогеосинклинального типа, наряду со складчатостью и метаморфизмом пород, шли процессы гранитизации с образованием формаций гранитных батолитов, приведшие к инверсии и образованию антиклиниориев инверсионного типа. К структурам такого типа относятся Джаркайн-Агачский и Кызыл-Сорский антиклиниории Центрального Казахстана, Талицкий антиклиниорий Горного Алтая и другие.

Геосинклинальные условия к концу раннего палеозоя продолжали существовать на территории Урала, Рудного Алтая. В это время в центральной и северной части Западно-Сибирской плиты на коре континентального типа возникает геосинклинальная система миогеосинклинального типа.

Возникновение новой Центрально-Западносибирской геосинклинальной системы привело к обособлению Уват-Хантымансиjsкого срединного массива. На юго-востоке плиты, начиная с девонского периода, устанавливается дейтерогенный режим с образованием впадин унаследованного и наложенного типов (Тувинская, Южно-Минусинская, Северо-Минусинская, Назаровская, Тегульдетская, Кузнецкая). На востоке плиты продолжают существовать условия, близкие к платформенным. Таким образом, в раннем палеозое на юге замыкается геосинклинальная система в пределах Казахстана, Горного Алтая, а на севере и в центральной части территории Западно-Сибирской плиты; в Калба-

Рис. 27. Схематические тектонические карты основных этапов развития фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов.

Тектоническое строение территории: А — к концу рифейской эры; Б — к концу среднего кембрия; В — к концу ордовика; Г — к концу девона; Д — к концу перми.
1 — области архейско-раннепротерозойской консолидации; 2 — то же, в пределах срединных массивов палеозойских складчатых систем; 3 — области байкальской консолидации; 4 — то же, в пределах срединных массивов палеозойских складчатых систем; 5 — области салайской консолидации; 6 — области калевонской консолидации; 7 — области раннегерцинской консолидации; 8 — области позднегерцинской консолидации; 9 — области геосинклинального режима; 10 — оси антиклиниориев; 11 — оси зон внутригеосинклинальных поднятий; 12 — краевые прогибы; 13 — наложенные впадины; 14 — основные глубинные разломы

Нарымской и Томь-Колыванской зоне в этот период происходит заложение новой геосинклинальной системы.

В начале герцинского цикла тектогенеза (бретонская фаза, см. рис. 27) окончательно оформляется Чингиз-Тарбагатайская складчатая система, а также расположенная на продолжении, но уже на территории Западно-Сибирской плиты, Салымская складчатая система. В центральной части Западной Сибири наряду с геосинклинальными прогибами и разделяющими их поднятиями обособляются небольшие срединные массивы: Межовский, Усть-Тымский. На северо-востоке, в пределах Южного Таймыра закладывается геосинклинальный прогиб. В Алтас-Саянской области и в прилегающей к ней с севера части плиты происходит дальнейшее расширение унаследованно-наложенных впадин. Причем здесь с началом герцинского цикла связано широкое проявление эффузивного вулканизма во всех унаследованно-наложенных впадинах.

В конце герцинского цикла тектогенеза (см. рис. 27) произошло замыкание Уральской, Центрально-Западносибирской и Таймырской геосинклинальных систем и превращение Урало-Монгольского геосинклинального пояса в гетерогенный складчатый пояс с новой континентальной корой.

Как можно видеть, развитие палеозойских складчатых систем было существенно различным. Уральская складчатая система была эвгеосинклинального типа и развивалась по унаследованной схеме. В конце герцинского цикла на этой территории произошли интенсивные складкообразовательные движения, сопровождающиеся сильным метаморфизмом пород, но инверсионные движения для этой складчатой системы не характерны. Гранитизацию, в ряде случаев, вероятно, вторичную, испытывали геоантиклинальные поднятия, сложенные докембрийскими породами существенно терригенно-сланцевого состава. Зоны эвгеосинклинальных прогибов превратились в унаследованный синклиниорий, а разделяющие их поднятия — в унаследованного типа антиклиниории.

В Центрально-Западносибирской и Таймырской геосинклинальных системах прогибы выполнялись существенно глинисто-сланцевой формацией. В период замыкания геосинклинальной системы породы прогибов были сильно дислоцированы, метаморфизованы и гранитизированы. В их пределах образовались обширные зоны гранитизации метасоматического типа, а сами прогибы благодаря частной инверсии превратились в антиклиниории инверсионного типа. Амплитуда инверсионных движений в антиклиниориях такого типа в ряде случаев была, по-видимому, несколько меньше, чем амплитуда предыдущего прогибания, поэтому в их недрах не всегда обнажаются более древние образования. Однако эти зоны являются зонами антиклиниорного типа, так как они испытывают вздымание в последующие этапы, включая этап молодой платформы; в центральной части они сложены формациями гранитных батолитов.

Зоны геоантиклинальных поднятий, разделяющие такие прогибы и небольшие срединные массивы, в период замыкания геосинклинальной системы инверсии прогибов, как бы «задавливаются», и на их месте образуются внутренние межгорные прогибы и впадины, сложенные орогенными формациями герцинид.

Интенсивной складчатости, сопровождавшейся сильным метаморфизмом и частичной гранитизацией, подверглись также породы Южно-Таймырского геосинклинального прогиба, на месте которого в конце палеозоя и начале мезозоя возникло складчатое сооружение Быррангского антиклиниория.

Завершение этапа геосинклинального режима на Пай-Хое и в прилегающих к нему участках севера произошло, по-видимому, в начале мезозоя [34].

С конечной стадией герцинского тектонического цикла связывается образование ряда краевых прогибов. Они заложились в зонах сочленения герцинских складчатых систем с более древними, и чем древнее сопряженная складчатость, тем полнее комплекс орогенных образований в краевых прогибах.

Прогибы с полным комплексом орогенных формаций располагаются в зоне сочленения герцинских складчатых систем с древними платформами, с неполным — в зоне сочленения герцинид с салаирскими и каледонскими складчатыми системами.

Таким образом, структурно-формационные зоны доюрского фундамента в основном были сформированы в рифейскую и палеозойскую эпохи тектоническими циклами, непрерывно проявляющимися то в одном, то в другом регионах территории.

Байкальский мегацикл начался, по-видимому, с раскола древней протоплатформы на литосферные плиты и их раздвига. Это определило заложение геосинклинального пояса и оформление на его месте к концу палеозоя складчатого пояса с новой континентальной корой. Отличительной особенностью геосинклинальных систем палеозоя является то, что размеры их структурно-формационных зон были меньше, чем размеры байкальских, и они формировались в складчатые зоны в более короткие отрезки времени.

Палеозойские тектонические циклы отличаются интенсивныммагматизмом основного и ультраосновного состава и эвгеосинклинальным характером формаций центральных частей геосинклинальных прогибов. После образования гетерогенного Урало-Монгольского складчатого пояса в пределах Западно-Сибирской плиты, особенно ее центральной части, где перманентно проявились байкальский (салаирский) и герцинский циклы, возникло огромных размеров сводовое поднятие. О существовании сводового поднятия, как было показано выше, свидетельствует большой денудационный срез, вывод на поверхность доюрского фундамента гранитных батолитов и размыв протоорогенных верхнепалеозойских моласс в пределах межгорных прогибов. В начале триасового периода, в силу особого состояния (гравитационной неустойчивости) литосфера по отношению к астенофазе, в центре Западно-Сибирской плиты произошел раскол литосферной плиты на мелкие блоки и их раздвиг с образованием рифтовой системы. Причем рифтовая система образовалась, как было указано выше, только в пределах Центрально-Западносибирской складчатой системы поздних герцинид. Эта складчатая система на севере охватывала всю область современного Карского моря. Об этом свидетельствует не только продолжение складчатых структур герцинид в пределах Карского моря, но и наличие в его пределах рифтовой зоны, морфологическим выражением которой является желоб Святой Анны.

Колтогорско-Уренгойский рифт и рифт Святой Анны являются продолжением один другого и имеют близкие геофизические характеристики. Излияние огромных масс базальтов на поверхности привело к обрушению сводового поднятия и опусканию огромной территории и началу формирования Западно-Сибирской плиты, территория которой охватывала область Карского моря.

Рифтовая система в доюрском фундаменте образовала свой тип структурных элементов — грабены и сопряженные с ними зоны подня-

тий. Грабены, как правило, выполнены в нижней части формациями рифтов, а в верхней — формациями грабенов.

В схематическом виде корреляция тектонических комплексов, слагающих верхнюю часть земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты, приведена на рис. 28, где показаны как латеральная, так и вертикальная гетерогенность доюрского фундамента [31].

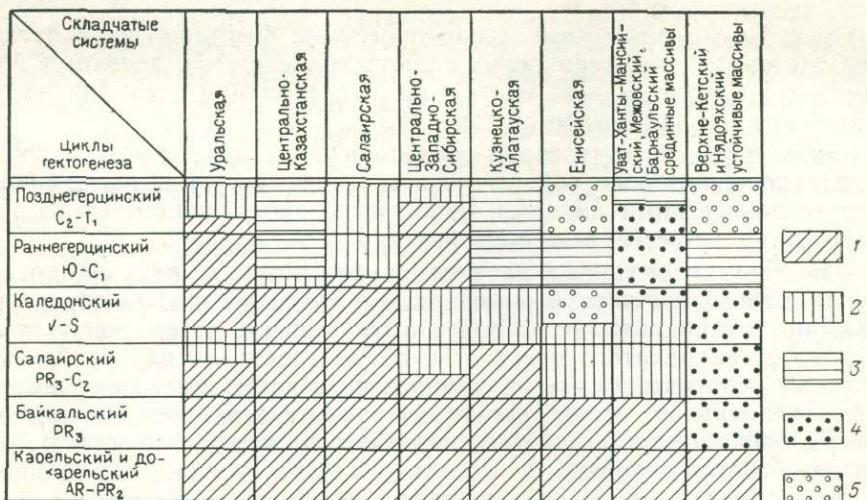


Рис. 28. Схема корреляции главных тектонических комплексов доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты

Комpleксы: 1 — геосинклинальный; 2 —protoорогенные; 3 — дейтероорогенные; 4 — чехлов срединных массивов; 5 — плитный

§ 2. СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

На востоке и юго-востоке Западно-Сибирской плиты в пределах зон байкальской и салаирской консолидации плитный комплекс начал формироваться с ранней юры. К этому времени тектонические напряжения, вызванные дейтероорогенным этапом, практически угасли, и нижнеюрские образования заполняют пониженные участки рельефа, совпадающие в плане с зонами унаследованно-наложенных впадин.

В центральной и западной частях с герцинским возрастом складчатости происходят интенсивные дифференцированные движения блоков; особенно интенсивные движения характерны для центральной части плиты, где произошел раскол литосфера на плиты и образовались рифтовые зоны. В погруженных зонах здесь в это время отмечаются образования триаса и нижней юры, особенно большой мощности триасовые образования в грабенах-рифтах. Особенностью рифтогенеза Западно-Сибирской плиты является то, что он наиболее интенсивно с увеличивающимся раздвигом проявился на севере плиты и, по-видимому, в Карском море. Причем здесь развита только одна рифтовая зона. На юг интенсивность и амплитуда раздвига уменьшаются, но появляется ряд новых рифтов — апофиз Колтогорско-Уренгойского.

Строение рифтовой системы и интенсивность ее проявления оказали существенное влияние на конфигурацию Западно-Сибирской плиты и мощность плитного комплекса.

На юге плиты, где резко уменьшается интенсивность триасового раздвига, мощность плитного комплекса относительно небольшая.

На севере плиты, наоборот, — интенсивность раздвига увеличивается (80 км в районе п-ова Гыдан и 200 км в Карском море), мощность плитного комплекса наибольшая, выделяется и предплитный квазиплатформенный комплекс пермо-триаса.

Рифтовая система обусловила, по-видимому, площадь погружения. На юге, где система представлена рядом рифтовых зон, отмечается увеличение поперечных размеров плиты, а на севере, где система представлена одним рифтом, она сужена.

Плитный комплекс в западной и центральной частях плиты начинает формироваться с ранней-средней юры (tüменская свита), а на востоке — с ранней юры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение структур земной коры Западно-Сибирской плиты, сведения о которой были получены на основе разработанных принципов комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов, позволяет сделать следующие выводы.

1. Западно-Сибирская плита по истории развития и строению представляет собой наиболее характерный тектонотип плит молодых платформ. Земная кора в ее пределах имеет консолидированный слой, сформированный активными тектоническими движениями геосинклинально-складчатых режимов, проявлявшихся в течение рифейской и палеозойской эр. Рифтогенез раннего рифея расколол Евразиатскую протоплатформу на две плиты, которые впоследствии явились ядрами Восточно-Европейской (Русской) и Сибирской платформ, а раздвиг этих геоплит привел к заложению обширного геосинклинального пояса. Рифейский и палеозойский тектонические мегациклы, последовательно протекавшие на рассматриваемой территории, сформировали на рубеже палеозоя и мезозоя гетерогенный складчатый пояс с вновь сформированной на месте раздвига континентальной корой. В расположении складчатых систем в составе этого пояса наблюдается очень важная закономерность: рифейские складчатые системы миогеосинклинального типа расположены по бортам древних кратонов, тогда как эвгеосинклинальные рифейские системы располагались в центральной части геосинклинального пояса. В среднем палеозое территория эвгеосинклинальных складчатых систем докембрия была вновь вовлечена в геосинклинальное развитие, но на этот раз здесь сформировалась миогеосинклинальная система (Центрально-Западносибирская).

2. В зависимости от возраста складчатых систем и типов их развития верхняя часть земной коры образована различными по генезису и типу развития структурно-формационными зонами. В пределах областей байкальской, салаирской и частично каледонской складчатостей, где к концу палеозоя импульс унаследованных движений практически затух, основными структурно-формационными зонами верхней части земной коры являются унаследованно наложенные впадины и прогибы и разделяющие их выступы и поднятия, т. е. структуры дейтероорогенного типа. Причем чем древнее возраст консолидации, тем больший стратиграфический объем отложений участует в выполнении впадин и прогибов и ниже степень унаследованности даже отдельных элементов тектонического строения дейтероорогенных структур от строения геосинклинально-складчатого основания этих прогибов и впадин.

В пределах складчатых систем средне- и позднепалеозойского возраста, т. е. герцинских систем, верхняя часть земной коры образована структурно-формационными зонами геосинклинального иprotoорогенного этапов развития. Основными зонами здесь являются антиклиниории унаследованные и инверсионные, синклиниории, межгорные прогибы и внутренние впадины, краевые прогибы и срединные массивы с развитым в той или иной степени чехлом отложений, стратиграфический интервал которых соответствует времени максимального прогибания во вмещающих срединные массивы геосинклинальных системах.

Таким образом к концу палеозоя между Русской и Сибирской древними платформами расположилась гетерогенная складчато-глыбовая область.

3. Центральная часть области, занимаемая поздними герцинидами, в конце палеозоя в результате общей инверсии движений в данной геосинклинальной системе испытала общее сводовое поднятие, приведшее к интенсивной денудации территории. Герцинская складчатая система протягивается и в пределы акватории Карского моря, где также, вероятно, имело место сводовое поднятие. Формирование осадочного бассейна Западно-Сибирской плиты начинается с «обрушения» сводового поднятия и образования рифтовой системы. Центральной рифтовой зоной является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, а его продолжение в пределах Карского моря — желоб Св. Аны. Новый раскол литосферных плит и их раздвиг в рифтовых зонах привел к интенсивному излиянию базальтов. Процесс рифтогенеза, по-видимому, явился инициальным в общей активизации земной коры и мантии, которая в дальнейшем привела к погружению обширной территории. Намечается определенная взаимосвязь между степенью выраженности рифтогенеза и характером прогибания кровли консолидированной коры Западно-Сибирской плиты. На севере плиты, где рифтовую систему представляет наиболее ярко выраженный Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, мезозойское прогибание имеет максимальную амплитуду; в южных районах степень выраженности центральной рифтовой структуры значительно ниже, но появляется сеть более мелких оперяющих рифтовых зон и соответственно в этом районе можно констатировать значительное уменьшение общей глубины Западно-Сибирского осадочного бассейна, но существенное расширение его территории.

4. Структурообразование в чехле плиты определяется возрастом и типом структур фундамента, и только в конце палеогена началось формирование совершенно нового, не связанного со структурами фундамента тектонического плана.

5. Выявленные закономерности в строении и развитии земной коры территории Западно-Сибирской плиты в целом позволяют наметить новые аспекты тектонических закономерностей формирования залежей нефти и газа в отложениях фундамента и нижних горизонтах платформенного чехла.

Проблема нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты состоит из двух частей: 1) нефтегазоносность палеозойских постгеосинклинальных осадочных бассейнов и 2) нефтегазоносность эрозионно-тектонических выступов, поднятых поверхности палеозойских образований, перекрытых продуктивным мезозойским чехлом.

Первая часть проблемы обусловлена присутствием в составе гетерогенного доюрского фундамента большого количества разнообразных по генезису, а следовательно, и по литолого-формационному составу бассейнов палеозойского осадконакопления.

Наиболее перспективными являются впадины чехлов срединных массивов: Уват-Хантыймансиjsкого, Межовского, Нядояхского и Усть-Тымского. Определенную перспективу имеют краевые прогибы герцинид (Урало-Казахский, Иртышский), унаследованно наложенные впадины и прогибы в районах салаирской и более ранней консолидации фундамента. Менее перспективны, но также заслуживают дальнейшего изучения межгорные прогибы и внутренние впадины герцинид, сложенные орогенными молассовыми образованиями.

Несомненно значительные перспективы нефтегазоносности имеет верхнепалеозойско-триасовый квазиплатформенный покров, развитый в северной части плиты.

Однако в целом, несмотря на значительную мощность осадочных пород в ряде бассейнов, их современные площади под чехлом невелики, так как в эпоху общей инверсии герцинской геосинклинали, а также непосредственно перед началом общего погружения и формирования чехла территории плиты была высоко приподнята, что привело к денудации фундамента и в первую очередь постгеосинклинальных нормальноосадочных пород.

Несомненно, что даже общая оценка перспектив нефтегазоносности, не говоря уже о поисках и разведке залежей, палеозойских бассейнов фундамента плиты представляет большую трудность по причине сложного геологического строения объекта исследования и большой глубины его залегания под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, особенно в северных районах плиты.

Вторая часть проблемы — нефтегазоносность эрозионно-тектонических выступов поверхности доюрских комплексов — обусловлена резкой расчлененностью поверхности доюрского основания плиты, большим интервалом дезинтеграции пород в периоды высокого поднятия территории перед началом формирования чехла, высокой насыщенностью органическим веществом нижних горизонтов чехла, гидродинамическими условиями на контакте фундамент — чехол.

Наиболее перспективными районами на нефть и газ в эрозионно-тектонических выступах поверхности фундамента являются бортовые зоны грабен-рифтов, сводовые части антиклиниориев, блоки-горсты в пределах синклиниориев и впадин.

Чрезвычайную важность представляет собой проблема нефтеносности нижних горизонтов чехла в центральных и северных районах плиты. Проведенный анализ тектонического строения, истории развития и термодинамических условий, в которых формировались отложения нижних горизонтов чехла центральной и северной частей плиты, позволяет говорить о существовании здесь благоприятных условий для нефтеобразования и скопления углеводородов в залежах. Тектоническое развитие рифтовых зон на стадии чехлообразования таково, что как сами грабен-рифты, так и их бортовые части явились местом литолого-фациальных изменений в составе платформенного чехла, причем эти изменения были направлены на повышение песчанистости в пределах грабен-рифтов и уменьшения ее в бортах. Данные литолого-фациальные изменения в совокупности с тектоническим фактором (поднятием слоев в зонах бортов) создают очень благоприятные условия для формирования залежей неантеклинального типа.

Таковы основные выводы, вытекающие из исследования фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков.— М., Наука, 1966.
2. Богуш О. И., Бочкарев В. С., Юферев О. В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнинны.— Новосибирск, Наука, 1975. 45 с.
3. Бочкарев В. С. Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнинны в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных ярусов.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, 1978, вып. 133, с. 5—60.
4. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др.— М., Недра, 1975. 680 с.
5. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.— М., Наука, 1972. 288 с.
6. Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным/Н. М. Чернышев, Л. В. Егоркин, Э. Г. Данилова и др.— Сов. геол., 1978, № 9, с. 46—58.
7. Гуарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.— Труды ГИН АН СССР, вып. 98, 1963.
8. Еханин Е. В., Жаднова В. П. Способ аналитического описания структурно-стратиграфических поверхностей и результаты его опробования.— Труды СНИИГГИМС, 1971, вып. 132. 132 с.
9. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О перспективах нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.— Геология и геофизика, 1968, № 11, с. 3—11.
10. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. Геологическое строение и нефтегазоносность палеозойских отложений Нюрольского бассейна.— Труды СНИИГГИМС, 1977, вып. 255, с. 12—31.
11. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А., Файн Ю. Б. Нефтегазоносность коры выветривания фундамента Шамисского района.— Геология нефти и газа, 1973, № 6, с. 9—14.
12. Кондрашов В. А., Канарейкин Б. А., Карапузов Н. И. Общие черты геологического строения доюрских образований восточной части Нюрольского осадочного бассейна (Западно-Сибирская плита).— Труды СНИИГГИМС, 1978, № 266, с. 10—16.
13. Конторович А. Э., Стасова О. Ф. Геохимия юрских и палеозойских нефтьей юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты.— Труды СНИИГГИМС, 1977, вып. 255, с. 46—62.
14. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М., Недра, 1969.
15. Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ.— М., Наука, 1971. 156 с.
16. Металлогенез и новая глобальная тектоника. Краткие тез. докл. к Всес. научно-техн. совещ. «Пробл. металлогенеза в свете идей новой глобальной тектоники».— Л., ВСЕГЕИ, 1973.
17. Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане.— М., Наука, 1976.
18. Нефтеносность палеозоя Томской области/И. А. Иванов, Г. П. Худорожков, Н. В. Коптайев и др.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 10. Томск, 1975, с. 29—34.
19. Новая глобальная тектоника.— М., Мир, 1974.
20. Новые данные по геологии Верхнетарского месторождения нефти/Н. П. Запивалов, В. А. Минько, И. И. Плуман и др.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 9. Томск, 1974, с. 40—48.
21. Объемное тектоническое районирование складчатых поясов/В. С. Сурков, В. П. Коробейников, А. П. Щеглов и др.— Труды СНИИГГИМС, 1977, вып. 250, с. 5—18.
22. Палеозайская нефть в Новосибирской области/Н. П. Запивалов, Е. М. Зубарев, В. А. Минько и др.— Геология нефти и газа, 1975, № 2.
23. Погорелов Б. С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири.— М., Наука, 1977. 86 с.
24. Проблема нефтеносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Отв. ред. А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский.— Новосибирск, Наука, 1976. 236 с.

25. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических исследований. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. — М., 1971, с. 94—113.
26. Ростовцев Н. Н., Литвиненко И. В. Схематическая карта поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты (Очерки по геологии СССР по материалам опорного бурения). Т. I. — М., Гостоптехиздат, 1956.
27. Ростовцев Н. Н. Проект классификации структур платформенного чехла Западно-Сибирской низменности. — Новосибирск, СНИИГГиМС, 1961.
28. Ростовцев Н. Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности. — Геология и геофизика, 1966, № 1.
29. Рудкевич М. Я. Принцип тектонического районирования платформенного чехла Западно-Сибирской плиты по историко-геологическим показателям. Тезисы доклада на VI сессии научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968.
30. Сила тяжести и тектоника. — М., Мир, 1976.
31. Смирнов Л. В. Структурные комплексы фундамента южной части Западно-Сибирской плиты. — Труды СНИИГГиМС, 1977, вып. 255, с. 84—96.
32. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. — М., Наука, 1974.
33. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры и верхней мантии древних платформ. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. — М., 1977, с. 14—27.
34. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит/В. Д. Наливкин, В. А. Дедеев, В. В. Иванцева и др. — М., Недра, 1965. 324 с.
35. Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). — Сб. научн. трудов ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1974. 84 с.
36. Сурков В. С., Морсин П. И. Определение мощности земной коры на основе теории изостазии. — Геология и геофизика, 1971, № 10, с. 63—71.
37. Сурков В. С., Роменко В. И., Жеро О. Г. Геотермическая характеристика центральной части Западно-Сибирской плиты и связь ее с геологическим строением фундамента. — Труды СНИИГГиМС, 1972, вып. 156.
38. Сурков В. С., Уманцев Д. Ф. Выделение разломов по гравитационным и магнитным данным. — Труды СНИИГГиМС, 1970, вып. 97.
39. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты/Ф. Г. Гуарди, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцев и др. — Труды СНИИГГиМС, 1971, вып. 100. 148 с.
40. Трофимук А. А., Вышемирский В. С. Проблема нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской низменности. — Геология нефти и газа, 1975, № 2, с. 1—7.
41. Трофимук А. А., Вышемирский В. С., Запивалов Н. П. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты. — Геология и геофизика, 1972, № 7, с. 3—13.
42. Трушков П. А., Фомичев А. С. Катагенез органического вещества доюрского комплекса юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. — Труды СНИИГГиМС, 1976, вып. 231, с. 107—110.
43. Фотиади Э. Э., Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. — Сов. геол., 1967, № 2.
44. Хайн В. Е. Общая геотектоника. — М., Недра, 1973. 512 с.
45. Шаблинская Н. В. Новая крупнейшая структура севера Западной Сибири — погребенный Ямalo-Пурровский авлакоген. — Докл. АН СССР, 1976, Том 227, № 3, с. 688—691.
46. Шамшиков И. Ф., Вильковский Ю. А., Птицина М. Н. Строение доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты по данным региональных геофизических работ. — Геология и геофизика, 1975, № 6, с. 60—67.
47. Шипил О. А., Васильева М. Б. Метаморфические образования юга Западно-Сибирской плиты. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1254—1257.
48. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. — М., 1965, с. 7—18.
49. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. XI, вып. 5, 1965, с. 7—19.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|------|
| Предисловие | 3 |
| Глава I. Методические принципы комплексного анализа геологических и геофизических материалов при изучении тектонического строения плит молодых платформ | 4 |
| § 1. Общие закономерности формирования структурно-формационных зон основных типов и этапов развития земной коры | 5 |
| § 2. Принципы объемного тектонического районирования земной коры | 9 |
| § 3. Методика построения геофизических и структурных карт | 19 |
| § 4. Комплексный анализ геофизических и структурных карт | 22 |
| § 5. Методика построения генерализованных структурных карт платформенного мезозойско-кайнозойского чехла | 28 |
| Глава II. Геологическое строение доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты | 30 |
| § 1. Породы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты и их формационная принадлежность (по данным бурения) | 30 |
| § 2. Морфология рельефа поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты | 57 |
| § 3. Тектоническое строение фундамента | 62 |
| § 4. Строение земной коры | 79 |
| § 5. Проблема нефтегазоносности доюрского фундамента | 85 |
| Глава III. Тектоническое строение платформенного чехла Западно-Сибирской плиты | 109 |
| § 1. Закономерности тектонического развития структурно-формационных и блоковых зон фундамента на стадии молодой платформы | 109 |
| § 2. Классификация платформенных структур плит молодых платформ | 114 |
| § 3. Региональные особенности строения платформенного чехла | 114 |
| § 4. Тектоническая карта платформенного мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты | 122 |
| § 5. Проблема нефтеносности нижних комплексов платформенного чехла | 125 |
| Глава IV. Основные этапы развития Западно-Сибирской плиты | 129 |
| § 1. Стадия формирования доюрского фундамента | 129 |
| § 2. Стадия формирования плитного комплекса и его структурных элементов | 136 |
| Заключение | 138 |
| Список литературы | 141 |
| Приложения | вкл. |

**Виктор Семенович Сурков
Олег Генрихович Жеро**

**ФУНДАМЕНТ И РАЗВИТИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

Редактор издательства В. И. Макеев
Переплет художника А. Е. Чучканова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технические редакторы Н. С. Гришанова, А. Е. Матвеева
Корректор М. Е. Лукина
ИБ № 3817

Сдано в набор 31.03.81. Подписано в печать 19.11.81. Т-29627. Формат 70×100^{1/16}. Бумага типографская № 1 + картограф. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 16,77 с 5 картами. Усл. кр.-отт. 26,19. Уч.-изд. л. 15,88 с 5 картами. Тираж 1800 экз. Заказ № 296/8000—1. Цена 2 р. 90 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

3792

ESTRA