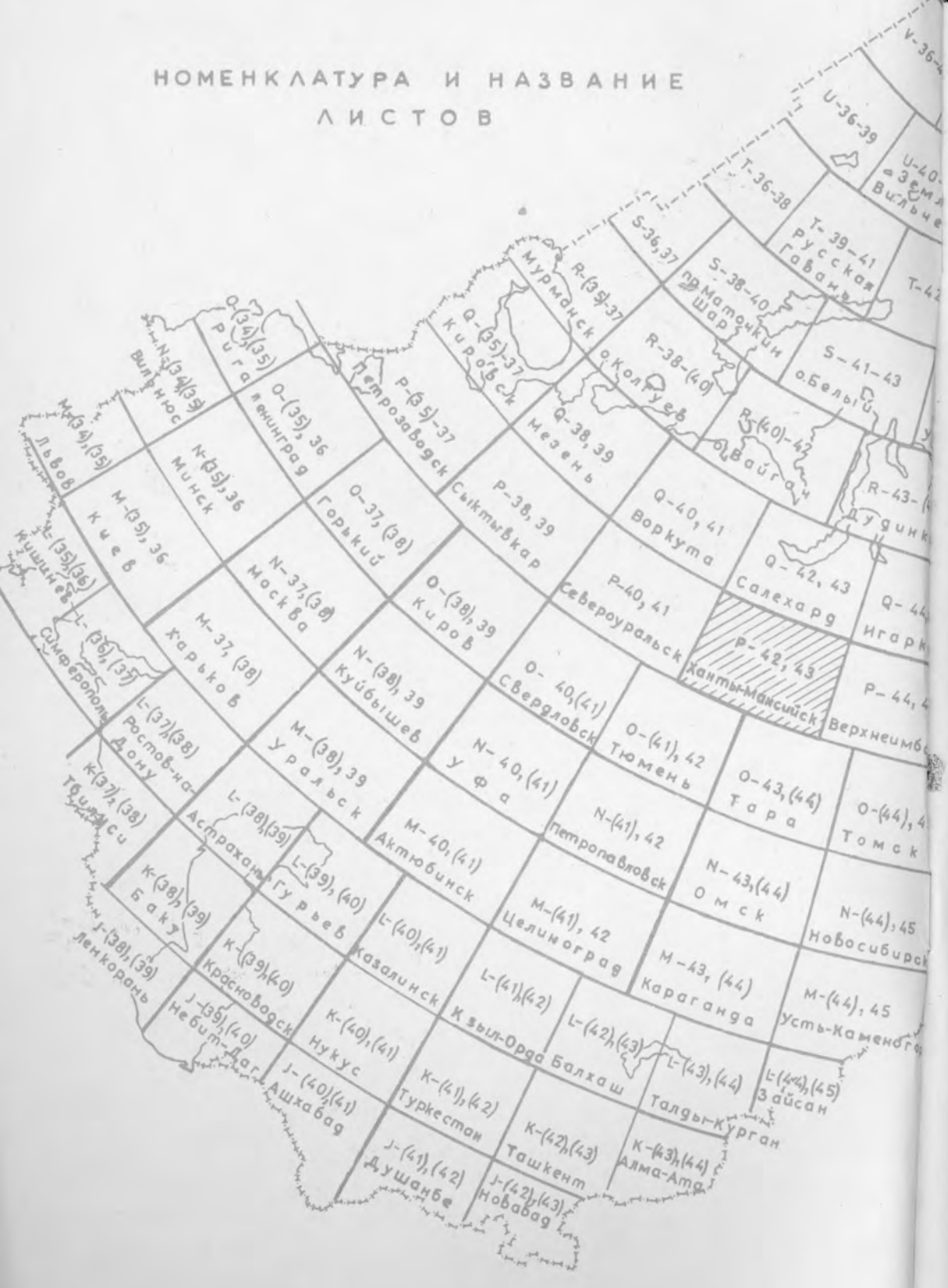


# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Лист Р-42, 43 — ХАНТЫ-МАНСИЙСК

# НОМЕНКЛАТУРА И НАЗВАНИЕ ЛИСТОВ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ ИМЕНИ А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)  
СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ  
И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (СНИИГГьМС) НПО «СИБГЕО»  
ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ  
НЕФТЯНОЙ ИНСТИТУТ (ЗапСибНИГНИ)

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1:1 000 000

(новая серия)

Лист Р-42, 43 — Ханты-Мансийск

## Объяснительная записка

ЛЕНИНГРАД · 1990

**Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-42, 43 — Ханты-Мансийск. Объяснительная записка. Л., 1990. 101 с. (Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, ЗапСибНИГНИ).**

В работе обобщен большой материал по стратиграфии, интрузивным образованиям, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии и истории геологического развития Среднеобской нефтегазоносной области и Красноленинского района Фроловской нефтегазоносной области Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Используются данные геофизических съемок и профилей, многих тысяч скважин и основные результаты геологических исследований до 1986 г.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией СССР.

Ил.— 15, список лит.— 52 назв.

Материалы по листу Р-42, 43 — Ханты-Мансийск рассмотрены и одобрены к печати Главной редакцией Госгеолкарты СССР.

Редакционная группа Главной редакции Госгеолкарты СССР:

*Г. Н. Шапошников* (председатель), *Г. П. Александров*,  
*Г. С. Ганешин*, *И. К. Зайцев*, *К. Б. Ильин*, *С. И. Стрельников*.

Главный редактор Западно-Сибирской группы листов  
*С. Б. Шацкий*

Ответственные редакторы *В. С. Сурков*, *С. Б. Шацкий*

## ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнена в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС) в содружестве с Западно-Сибирским научно-исследовательским геологическим нефтяным институтом (ЗапСибНИГНИ). Характеризуемая территория охватывает центральную часть Западно-Сибирской равнины, так называемое Среднее Приобье — центр Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

В пределы района входят возвышенности Сибирские Увалы, Среднеобская и Кондинская низменности. Сибирские Увалы представляют собой полосу возвышенностей, идущих в широтном направлении. Приподнятая западная их часть — Белогорский материк с абс. отметками до 231 м — отличается большей расчлененностью. К востоку от него протягивается средняя, наиболее пониженная и слабо расчлененная часть — Увал Нумто с абс. отметками 100—150 м. Плоские и пологохолмистые заболоченные гряды Увалов шириной до 20—40 км являются водоразделом рек Обского и Надым-Пурского бассейнов. Южнее расстилается плоская, слабо наклоненная к югу, сплошь заозеренная и заболоченная обширная Среднеобская низменность, называемая в правобережье р. Обь Сургутской низиной. В ее северной части абс. отметки составляют 100—90 м, постепенно снижаясь к долине р. Обь до 50—45 м. На левобережье Оби и Иртыша продолжением этой широкой пониженной полосы является Кондинская низменность с абс. отметками 30—50 м. Поверхность ее сильно заболочена и заозерена. Междуречье Агана и Ваха занято холмистой возвышенностью — Аганским Увалом с наибольшими высотами в 152—156 м.

Левобережная часть Среднеобской низменности характеризуется хорошо развитой эрозионной овражно-балочной сетью. Междуречье Бол. Салыма и Бол. Югана осложнено Юганской ложбиной стока. Абсолютные отметки поверхности ложбины не превышают 55 м. Особенностью ее рельефа являются вытянутые параллельно бортам ложбины песчаные гривы, разделенные заболоченными понижениями. Бассейн верхнего течения рек Пякупур и Етыпур принадлежит Пурской низменности с абс. отметками 70—80 м. На междуречье Надыма и Пякупура располагается небольшая плоская возвышенность с отметками до 147 м, разделяющая Пурскую и Надымскую низменности.

Гидрографическая сеть почти полностью принадлежит бассейну р. Обь. В северной части район очень слабо дренируется истоками р. Пур — Пякупуром и Вынгапуrom, а также истоками р. Надым.

Среднеобская, Кондинская низменности заняты колоссальным количеством сближенных озер самой разнообразной величины и формы. Широко распространены болота, особенно грядово-мочажинные и сфагновые кочкарные. Торфяные залежи болот в левобережье р. Обь относятся к зоне верховых, в правобережье — к зоне неглубоких залежей.

Климат в районе резко континентальный. Суровая продолжительная зима отличается устойчивыми отрицательными температурами.

Продолжительность периода со среднесуточной температурой воздуха выше 0 °С составляет на юге региона до 180 дней, на севере 145 дней. Средняя температура воздуха в январе —20, —23 °С, в июле +15, +17 °С. Количество осадков в теплый период (апрель—октябрь) — 350—380 мм, высота снежного покрова — 60—70 см, число дней со снежным покровом — от 180 до 200.

Вся территория относится к лесной зоне, подзоне средней тайги.

Восточную часть территории пересекает железная дорога Тобольск—Сургут—Ноябрьск—Уренгой с веткой на Нижневартовск. Развивается строительство автодорог, соединяющих нефтепромыслы и новые разведочные площади. Главными судоходными реками являются Обь и Иртыш. Мелкосидящим флотом освоены реки Вах, Бол. Юган, Тром-Еган, Назым, Конда, Казым. Широко развит воздушный транспорт, в том числе вертолетный. Большая роль отведена трубопроводному транспорту с выходом от месторождений к магистральным нефте- и газопроводам.

Коренным населением являются ханты и манси. Административный центр Ханты-Мансийского автономного национального округа — г. Ханты-Мансийск. В освоении региона участвуют представители практически всех национальностей страны. Растут новые города — Нефтеюганск, Нижневартовск, Мегион, Стрежевой, Ноябрьск.

В 1959 г. лист Р-42 был покрыт аэрогеологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 экспедицией ВСЕГЕИ с участием С. Г. Боча, С. В. Яковлевой, П. Ф. Ли, С. Г. Максименко. В 1952 г. южная и центральная части листа Р-43 были засняты в масштабе 1 : 1 000 000 Томской геологоразведочной экспедицией под руководством С. Б. Шацкого. Нефтепоисковые работы в Среднем Приобье были начаты Сибирским геофизическим трестом в 1949 г. проходкой регионального сейсмопрофиля Ханты-Мансийск—Томск. Полученные данные позволили наметить вершины наиболее крупных поднятий Сургутского и Нижневартовского сводов, закартированных более поздними исследователями. Плановое геологическое изучение территории началось в 1951 г. бурением Ханты-Мансийской и Покурской опорных скважин. Первая вскрыла отложения апта, вторая достигла верхов валанжина. Полный разрез отложений платформенного чехла был получен после проходки Сургутской и Малоятлымской опорных скважин в 1960 г.

Бурение опорных скважин не привело к открытию нефтяных залежей, тем не менее был получен и обработан богатейший материал по стратиграфии, палеогеографии и органической геохимии отложений мезозоя и кайнозоя. И. И. Нестеров, Г. Н. Перозно, Ю. В. Бродучан, Б. П. Ставицкий, И. Г. Козлов, Т. А. Ястребова, С. И. Пуртова, З. Д. Серебрякова, Е. А. Дряхлова и др. дали благоприятную оценку юрских и меловых отложений в отношении их нефтегазоносности [31, 32, 33].

В 1958—1960 гг. по Оби, Иртышу, Конде, Назыму, Агану, Бол. Югану и Тром-Егану были пройдены профили колонкового бурения с шагом от 10 до 15 км. Данные профильного бурения позволили детально изучить разрез палеогеновых и неогеновых отложений, но не дали ожидаемых от них результатов по картированию нефтегазоносных структур.

Широкий комплекс научных исследований был выполнен коллективом ВСЕГЕИ. Их итогом явилась крупная монография «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности», изданная в 1958 г. под редакцией Н. Н. Ростовцева. К этому же времени относится и издание монографии «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности» под редакцией Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова (1958 г.), обобщившей итоги работ тематических исследований производственных организаций, ВНИГРИ и НИИГА. В обеих работах дана высокая оценка перспектив нефтегазоносности региона.

Начиная с 1958 г., Новосибирский геофизический трест значительно усилил проведение площадных геофизических исследований в Сургутском Приобье, в результате которых в нижних горизонтах чехла было установлено наличие локальных поднятий, благоприятных для поисков нефти. Для ввода в бурение было подготовлено несколько структур, в том числе и Мегионская.

В марте 1961 г. Мегионская скважина 1-Р возвестила об открытии нового нефтегазоносного района в центре Западно-Сибирской равнины. С этого момента Сургутское Приобье стало местом высокой концентрации геофизических исследований и буровых работ. Открытия следовали одно за другим. В октябре 1961 г. фонтаны нефти ударили на Усть-Балыкской, в августе 1962 г.—Соснинской, в 1963 г.—Салымской, в 1965 г.—Мамонтовской и Самотлорской площадях. Первые скважины, давшие нефть, показали, что месторождения Сургутского и Нижневартовского сводов являются многопластовыми.

Оценке перспектив нефтегазоносности центральной части Западно-Сибирской равнины, стратиграфии, тектоники, геохимии, палеогеографии отложений ее чехла и фундамента посвящена обширная литература [3—6, 7, 9, 15, 17, 18, 26, 29, 36, 40, 42, 43, 44, 46, 50, 52 и др.].

Обобщение всех видов геологических геофизических и нефтепоисковых работ, а также разработка основных направлений дальнейших поисковых и разведочных работ на нефть и газ планомерно освещается в трудах ЗапСибНИГНИ.

Сводная монография по нефтегазоносности, стратиграфии, тектонике и геохимии фундамента и чехла составлена А. Э. Конторовичем, И. И. Нестеровым, Ф. К. Салмановым, В. С. Сурковым, А. А. Трофимукон и Ю. Г. Эрвье [15]. Закономерности распределения и условия формирования нефти и газа Ср. Приобья рассмотрены в монографии Ф. К. Салманова [38].

В конце 1970-х и начале 1980-х годов выполнены геологические съемки масштаба 1:200 000, сопровождавшиеся бурением до глубин 300—400 м. Их основными исполнителями были Ю. П. Черепанов, А. И. Власов, И. Л. Зайонц, А. И. Некрасов, В. В. Федоров, И. И. Смирнов, С. И. Демус, Э. И. Клинова, А. Ф. Малков и др.

Трестом «Хантымансийскгеофизика» в последние годы на территории листа Р-42, 43 выполнено 12 региональных сейсмопрофилей, что позволило получить недостающие сведения о строении разреза отложений платформенного чехла, промежуточного этажа и фундамента, а также о разрывных нарушениях (А. Н. Задоевко, А. Ф. Кишкурный).

Оценкой перспектив минерального сырья для промышленности строительных материалов постоянно занимается Тюменская комплексная геологоразведочная экспедиция (А. П. Каменских).

При составлении карт и объяснительной записки использована вся опубликованная литература, данные бурения на всех разведочных площадях в соответствии с каталогом стратиграфических разбивок мезозойско-кайнозойских отложений Тюменской области по глубоким разведочным скважинам 1983 г. (отв. исполнитель А. А. Нежданов), геолого-геофизические карты листов Р-42 (1984 г.) и Р-43, 44 (1985 г.) и объяснительные записки к ним (отв. исполнители В. С. Бочкарев и М. Н. Ермолина); ряд сводных структурных и тектонических карт, составленных под редакцией И. И. Нестерова (1983, 1984 гг.).

Расчленение мезозойских и кайнозойских отложений произведено в основном в соответствии с унифицированными и корреляционными схемами триасовых, юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, принятыми на Тюменском Межведомственном стратиграфическом совещании в ноябре 1976 г. и утвержденными МСК СССР 30/1 1978 г., некоторые изменения внесены в стратиграфию нефтегазоносных отложений неокома [9, 46].

## СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемая территория располагается в центральной и северо-западных частях Западно-Сибирской плиты. Разрез верхней части земной коры представлен двумя структурными комплексами: мезозойско-кайнозойским чехлом и доюрским фундаментом, имеющим гетерогенное строение. Мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла изменяется от 1800 до 4700 м. Большая часть разреза чехла (палеогеновые и меловые отложения) вскрыта несколькими десятками тысяч поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин. Полный разрез чехла вскрывается 185 поисковыми и разведочными скважинами, которые углубились в доюрский фундамент на десятки и сотни метров. Значительная информация о геологическом строении платформенного чехла и поверхности фундамента получена в результате проведения ПГО «Хантымансийскгеофизика» в 1978—1983 гг. 12 региональных сейсмо-разведочных профилей.

По данным этих профилей и бурения, стратиграфический объем чехла выдерживается на всей территории, тогда как доюрская поверхность фундамента сложена разнообразными по возрасту и генезису образованиями от нормально-осадочных до интрузивных.

## ПРОТЕРОЗОЙ

Метаморфические образования, представленные гнейсами, плагиогнейсами, гранитогнейсами, серицит-кварцевыми, графитовыми сланцами, вскрыты на ряде площадей (Пальяновская, Кольмановская, Лорбинская и др.) Красноленинского района, условно относятся к нерасчлененным комплексам протерозоя (PR). Характерной особенностью протерозойских образований является преобладание пород с большим количеством кремнийсодержащих минералов, в связи с чем территория их развития отражается в полях силы тяжести и магнитными аномалиями пониженной напряженности.

Нерасчлененные образования протерозоя — нижнего палеозоя (PR—PZ<sub>1</sub>) представлены исключительно метаморфическими породами, среди которых наиболее широко развиты слюдисто-кварцевые, хлорит-кварцевые, кварц-биотитовые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы. Как правило, эти образования ассоциируют с гранитоидами. Метаморфический комплекс датируется протерозоем — нижним палеозоем условно, по аналогии с датировкой древних комплексов Уральской складчатой системы. Можно предполагать, что эти образования имеют только докембрийский возраст, но они, вероятно, моложе, чем нерасчлененные образования протерозоя, слагающие осевые зоны антиклинориев рифейской складчатой системы, некогда простиравшейся из Тимано-Печорского района в юго-восточном направлении через всю Западную Сибирь.



## ПАЛЕОЗОИ

Отложения палеозоя очень широко развиты на территории листа. Наибольшим распространением характеризуются нерасчлененные отложения, условно относимые к нижнему и нижнему—среднему палеозою. Это обусловлено тем, что отложения представляют собой образования палеозойских геосинклинальных складчатых систем и представлены в основном метаморфическими породами большой мощности. Их датировка основана на анализе структурных взаимоотношений, степени метаморфизма, данных изотопных исследований. Учитывая крайне малое количество точек вскрытия палеозойских образований и исключительно сложное геологическое строение доюрских комплексов, не представляется возможным (за исключением отдельных случаев) подразделение их даже на системы.

Образования нижнего палеозоя ( $PZ_1$ ) выходят на доюрскую поверхность главным образом в приосевых зонах крупнейших антиклинорных зон палеозойских геосинклинально-складчатых систем. Наиболее характерными являются глинистые, слюдисто-глинистые, кремнистые сланцы, зеленокаменно-измененные туфы порфириров. Эти образования вскрыты на Мегионской (скв. 124), Самотлорской (скв. 59, 39) и других площадях. Мощность нижнего палеозоя, по данным модельных расчетов поля тяжести с учетом материалов глубинного сейсмического зондирования, составляет 5000—8000 м.

Нерасчлененные образования нижнего—среднего палеозоя ( $PZ_1$ — $PZ_2$ ) слагают достаточно широкие поля доюрской поверхности. Это также комплекс этапа погружения геосинклинальных систем, в связи с чем мощность отложений при резкой дифференциации достигает многих тысяч метров. Образования, относимые к нерасчлененному нижнему этажу палеозоя, представлены филлитами, глинистыми сланцами, мраморизованными известняками, доломитами и эффузивами основного состава. Эти отложения вскрыты на Ватинской (скв. 124), Северо-Покурской (скв. 819), Мамонтовской (скв. 1), Пойкинской (скв. 76, 90) и других площадях.

Отложения среднего—верхнего девона ( $D_{2-3}$ )—черные и серые известняки, доломиты, известковистые алевролиты—выделены в пределах Нижневартовского антиклинория. На Медведевской площади в скв. 6 (2700—2734 м) в серых и светло-серых известняках с криноидеями были найдены и определены единичные однокамерные фораминиферы позднего девона [6]. На основании сопоставления этих толщ с фаунистически охарактеризованными карбонатными породами из скважин с других площадей их возраст соответствует среднему—верхнему отделам девонской системы.

Нерасчлененные отложения среднего палеозоя ( $PZ_2$ ) представлены глинистыми сланцами с прослоями известняков, известняками, эффузивами основного и среднего состава, их туфами и туфопесчаниками. Эти отложения вскрыты скважинами на многих площадях и часто имеют включения органических остатков девонского и каменноугольного возрастов (Молодежная, скв. 1,2; Гаяновская скв. 250; Фроловская, скв. 2; Новогодня и др.).

К нерасчлененным отложениям верхнего девона—нижнего карбона ( $D_3$ — $C_1$ ) отнесены глинистые, углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков и туфопесчаников.

Известняки нижнего карбона ( $C_1$ ) с фораминиферами [6] вскрыты на Пойкинской площади в скв. 80 (3334—3240 м).

Отложения верхнего палеозоя ( $PZ_3$ ) на рассматриваемой территории выделяются на основании общих геологических закономерностей строения складчатых сооружений, окружающих Западно-Сибирскую равнину. Они представлены песчано-алевритовыми углефици-

рованными породами с фаунистическими остатками и растительной органикой.

Нерасчлененные отложения перми и триаса (Р+Т) представлены песчано-алевролитовыми и пирокластическими породами. Распространение их соподчинено с территориями развития эффузивов триасового возраста.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Центральная часть рассматриваемого листа занята обширным прогибом, который представляет собой систему грабен и впадин, выполненных вулканогенными образованиями нижнего — среднего триаса ( $T_{1-2}$ ). Они вскрыты скважинами на Вачимской, Лянторской, Минчимкинской, Вынгинской, Локосовской, Федоровской, Тундринской и Александровской площадях. Наибольшая мощность толщи (1183 м) отмечена на Федоровской площади (скв. 3). На всех перечисленных площадях вскрыты темно-зеленые базальты миндалекаменные с лейстами плагноклаза. Миндалины представлены опалом, хлорофенитом и цеолитом. Нередко базальты гидротермально изменены. Содержание  $H_2O$  в них резко колеблется от 6,0 до 0,25 весовых процента [25]. Определения радиологического возраста базальтов на Федоровской скв. 131 колеблются от 170 до 286 млн. лет. Возраст аналогичных толщ из скважин других площадей укладывается в этот диапазон (Мильтонская скв. — 41—195 млн. лет, Вачимская скв. — 1—250 млн. лет, Вачимская скв. 4—212 млн. лет, Лянторская скв. 17—217 млн. лет, Минчимкинская скв. 30—202 млн. лет, Федоровская скв. 61—188 млн. лет) [8, 47]. На Тундринской скв. 100 отложения триаса вскрыты с глубины 3633 м до 4085 м (забой). В интервале 3889—3893 м определены спорово-пыльцевые спектры, сходные с дорэтскими спектрами саранпальской свиты Зауралья [25]. Возраст подстилающей вулканогенно-осадочной серни можно считать ранне-среднетриасовым согласно макроскопическому сходству базальтов интервала 4057—4060 м с базальтами, вскрытыми скважинами на Сургутском своде, возраст которых по радиологическим данным датируется триасом.

К отложениям среднего — верхнего отделов триаса ( $T_{2-3}$ ) отнесены песчаники, алевролиты и аргиллиты. Возраст этих отложений установлен в разрезе Тундринской скв. 100 по спорово-пыльцевому спектру [25]. Они выполняют наиболее прогнутые части впадин и прогибов в грабен-рифтах.

Образования верхнего триаса — нижней юры ( $T_3—J_1$ ) представлены кислыми эффузивами. Их датировка основана на общих закономерностях связи кислого вулканизма с эпохами поднятий. Как полагают авторы, наиболее вероятным временем формирования кислых вулканитов является начало ранней юры, хотя многими исследователями это ставится под сомнение.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тюменская свита ( $J_{1-3tm}$ ) залегает в основании платформенного чехла с резким перерывом и угловым несогласием на образованиях доюрского фундамента. Породы тюменской свиты накапливались в условиях постоянно расширяющегося бассейна седиментации, заполняя собой на начальных этапах своего образования все неровности доюр-

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	НАДГОРИЗОНТ	СВИТА	ПОДСВИТА	Фроловский район	Пурпейско-Васюганский район	
						Мансийская синеклиза	Хантейская антеклиза. Надым-Тазовская глубокая синеклиза. Пурский желоб.	
ЮРСКОЯ	СРЕДНИЙ	Батский	Батский	ТЮМЕНСКАЯ СВИТА	Верхняя	Пачка 3 Нарыкарская 0-20	Пачка 3 Черномысовская 20-40	
						Пачка 2 Переграднинская 0-35	Пачка 3 Баграсская 0-37	
						Пачка 1 Подгорненская 0-15	Пачка 1 Верхнесолкинская Верхнемедведевская 0-15	
		НИЖНИЙ	Тоарский			Средняя	Родомская пачка 0-25	Нижнесолкинская пачка 0-25
							Пачка 3 Верхнешеркалинская 0-60	Пачка 3 Верхнеярсомовская
							Пачка 2 Среднешеркалинская 0-35	Пачка 2 Нижнеярсомовская 0-35
	НИЖНЯЯ	Плинсахский	Нижняя	Пачка 1 Нижнешеркалинская 0-40	Пачка 1 Нижнешеркалинская 0-40			
				Пачка 1 Полтавский	Пачка 1 Полтавский			
				Пачка 1 Синеморский	Пачка 1 Синеморский			
	ЗАВОДОВСКИЙ	Аален-Вайосский	Тюменская свита	Пачка 1 Аален-Вайосская	Пачка 1 Аален-Вайосская			
				Пачка 1 Аален-Вайосская	Пачка 1 Аален-Вайосская			
				Пачка 1 Аален-Вайосская	Пачка 1 Аален-Вайосская			

Рис. 1. Стратиграфическая корреляционная схема ранне-среднеюрских отложений. Составил Ю. В. Брадучан.

ского рельефа. Вследствие этого ее полные разрезы приурочены только к отрицательным конседиментационным структурам и желобам над грабен-рифтовыми зонами. В основании тюменской свиты над выступами фундамента преобладают склоновые пролювиально-делювиальные фации. Аллювиальные фации констративного типа тяготеют к отрицательным структурам и склонам поднятий, озерные и озерно-болотные фации слагают обширные водораздельные равнины тюменского времени. Лагунные и прибрежно-морские фации появляются только в самой верхней части разреза тюменской свиты. Тюменская свита объединяет континентальные отложения нижней и средней юры. Слагается чередующимися прослоями сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с очень редкими маломощными прослойками углей и конгломератов. Характерной особенностью является обилие углистого детрита. Резкая фациальная изменчивость тюменской свиты в значительной степени затрудняет корреляцию даже близко расположенных разрезов скважин. Тюменская свита разделяется на три подсвиты, в составе которых выделено несколько пачек, имеющих собственные названия в разных структурно-фациальных зонах (рис. 1).

Нижняя подсвита тюменской свиты расположена в районах Мансийской синеклизы, Юганской мегавпадины и Пурского желоба. В ее составе выделяются три пачки.

Пачка 1 (нижнешеркалинская, 0—40 м) вскрыта на Казымской площади. Сложена грубозернистыми песчаниками с прослоями сидеритизированных алевролитов. Песчаники светло-серые полимиктовые с примесью грубообломочного материала, слюдистые с редким растительным детритом на контактах слоев. Мощность прослоев алевролитов не более 1 м. Возраст пачки условно принят в объеме низов нижней юры, поскольку она перекрывается отложениями нижнего лейаса.

Пачка 2 (среднешеркалинская, 0—35 м) выполняет наиболее погруженные участки Краснотенинского свода. Слагается аргиллитами темно-серыми с зеленоватым или буроватым оттенком, прослоями сидеритизированными с прослоями песчаников и редким растительным детритом. Породы серые, полимиктовые, крупно- и разнозернистые, слюдистые, известковисто-глинистые с намывами растительного детрита, содержат спорово-пыльцевые комплексы, условно относимые к синемюру. Пачка 2 в Юганской мегавпадине выделяется как нижнеярсомовская. Представлена серыми и темно-серыми тонкоотмученными аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов и глинистых сидеритов.

Пачка 3 (верхнешеркалинская, 0—60 м) распространена в районе Мал. Атлыма. Слагается песчаниками светло-серыми с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов и черных аргиллитов. В Юганской мегавпадине выделяется под названием верхнеярсомовской пачки. Содержит спорово-пыльцевые комплексы, условно относимые к плинсбахскому ярусу.

Средняя подсвита тюменской свиты (0—200 м) имеет более широкое распространение, чем нижняя. Рассматривается как региональная покровка для песчано-алевритовых пород нижней подсвиты. Во Фроловском районе выделяется как родомская пачка. Сложена черными аргиллитами и содержит спорово-пыльцевой комплекс тоара. В Юганской мегавпадине именуется нижнесолкинской пачкой. Слагается темно-серыми аргиллитами, участками битуминозными с прослоями алевролитов и песчаников.

Верхняя подсвита (20—142 м) распространена повсеместно. Представлена чередованием алевролитов и светло-серых песчаников. В ее составе выделяется три пачки.

Пачка 1 во Фроловском районе на Красноленинском своде именуется подгорненской. Развита на далеких погружениях крыльев локальных структур. Сложена черными и темно-серыми полосчатыми аргиллитами и алевролитами в различной степени углистыми, содержащими пласты песчаников и гравелитов, маломощные прослои бурых углей.

В пределах Салымского и Сургутского сводов, Юганской мегавпадины и западной части Нижневартовского свода выделяется в нижнесолкинскую пачку, сложенную тонкозернистыми песчаниками с линзами и прослоями алевролитов и аргиллитов с обильным углистым детритом. В восточной части Нижневартовского свода пачка 1 выделяется под названием верхнемедведевской. Представлена серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов. Ааленский возраст пачки 1 определяется по содержащимся в ней спорово-пыльцевым комплексам.

Пачка 2 во Фроловском районе выделяется как перегребнинская. Слагается равномерным однородным чередованием сероцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников с преобладанием последних (пласты Ю<sub>4-6</sub>) с обильным углистым детритом. К северу от Красноленинского свода отложения пачки глинизируются. На остальной территории пачка 2 выделяется как баграсская. Сложена серыми и темно-серыми

аргиллитами с мелкими линзами и прослоями песчаников. Пачка 2 содержит спорово-пыльцевые комплексы байоса. Ее мощность 20—30 м.

Пачка 3 (20—40 м) представлена чередованием аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, а также линз сидеритов и сидеритовых мергелей. В ее кровле отмечается пласт мелкозернистого песчаника — Ю<sub>2</sub>, ниже — пласт Ю<sub>3</sub>, которые имеют неповсеместное распространение. В западной части территории пачка 3 получила наименование нарыкарской. К востоку она сменяется черномысовской, представленной чередованием алевролитов и аргиллитов с многочисленными мелкими линзовидными прослоями песчаников мощностью в 1—2 м. Характерны прослой бурых углей и обилие растительного детрита на плоскостях напластования.

Породы пачки 3 охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами бата. В верхах на Сургутском (пласт Ю<sub>2</sub>) и Красноленинском сводах установлены прибрежно-лагунные отложения, содержащие единичные аммодисциды, на основании чего ее возраст принимается как бат — ранний келловей. Мощность тюменской свиты на сводах и мегавалах до 200—300 м (Красноленинский — до 200 м, Сургутский — до 400 м, Нижневартовский — до 200—300 м, Унлорский мегавал — 200—300 м), в мегапрогибах до 1000 м и более (Ляминский — до 700 м, Ампутинский — свыше 1000 м, Апакапурский — свыше 800 м, Среднеазымская зона прогибов — 700—1000 м). Верхняя подсвита — 75—130 м, средняя — 60—210 м, нижняя — от 0 до 500 м и более.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения представлены исключительно морскими фациями. Обширная позднеюрская трансгрессия началась в раннем келловее. Ее первые признаки зафиксированы в кровельной части тюменской свиты (пласт Ю<sub>2</sub>). По типам разрезов поздней юры на рассматриваемой территории выделяется два района — Фроловский (совпадает с границами Мансийской синеклизы) и Пурпейско-Васюганский (Салымский, Сургутский, Нижневартовский, Вэнгапурский). Указанные районы различаются между собой по характеру разрезов келловей-кимериджских отложений (рис. 2).

Абалакская свита (J<sub>3</sub>ab) распространена во Фроловском районе. Представлена преимущественно аргиллитами. Залегает трансгрессивно на тюменской свите либо несогласно перекрывает выступы фундамента. На Красноленинском своде имеет отчетливое двучленное строение.

Нижняя подсвита абалакской свиты (8—20 м) сложена буровато-черными слюдистыми аргиллитами и алевролитами с обилием обломков и целых ростров белемнитом, раковин двустворок и аммонитов различной степени сохранности. В основании подсвиты в аргиллитах отмечается существенная примесь песчаного и алевроитового материала, а также прослой плохо отсортированных песчаников и алевролитов незначительной мощности (1—3 м). На контакте с тюменской свитой практически повсеместно залегает пласт слабо отсортированных песчаников сидеритового состава. Подошва абалакской свиты включает обедненный комплекс фораминифер раннего келловая.

Совместно с аммонидисцидами в Пальяновской скв. 96-Р обнаружен аммонит раннекелловейского возраста. В кровле нижней подсвиты на Красноленинском своде установлены аммониты, характеризующие среднеоксфордский подъярус и фораминиферовый комплекс.

Верхняя подсвита абалакской свиты (12—45 м) сложена аргиллитами темно-серыми, почти черными, местами известковистыми, глауко-



ся большое количество остатков раковин двустворок и ростров белемнитов. Аммониты оксфорда и келловея установлены в Нижнесортимской скв. 231 (интервал 2989—2996,5 м). Оксфордский, кимериджский и отчасти ранневолжский возраст верхней подсвиты абалакской свиты устанавливается также и по комплексам фораминифер.

Васюганская свита фациально замещает нижнюю и часть верхней подсвиты абалакской свиты. Распространена в Пурпейско-Васюганском районе, восточнее глубинного разлома, разделяющего Уват-Хантымансийский срединный массив и поздние герциниды Центрально-Западносибирской складчатой системы. По литологическому составу расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита васюганской свиты (60 м) представлена глинистыми породами. В ее основании повсеместно залегает слой (1,5—2 м) карбонатно-глинистых алевролитов с большим количеством мелких (2 мм и менее) конкреций сидеритового и кальцитового состава, придающих породе оолитовую текстуру. Ныше по разрезу преобладают тонкоотмученные слабокарбонатные плитчатые (иногда тонкоплитчатые) аргиллиты темно-серого до серого цвета, часто с буроватым оттенком, с подчиненными прослоями слабослюдистых слабокарбонатных глинистых алевролитов и линзочками песчаников. По всему разрезу встречается пирит, как в виде стяжений, так и в виде пиритизированных остатков водорослей и ходов «илоедов».

В нижней подсвите васюганской свиты широко представлены головоногие и двустворчатые моллюски, встречены богатые ассоциации фораминифер, значительно реже присутствуют брахиоподы и гастроподы. Раннекелловейский возраст основания васюганской свиты подтверждается комплексом фораминифер. В кровле нижней подсвиты встречены аммониты, характеризующие верхние слои нижнего оксфорда, и широко распространенные нижнеоксфордские комплексы фораминифер.

В составе двустворчатых моллюсков в отложениях нижней подсвиты васюганской свиты А. И. Лебедевым установлено 29 видов, свидетельствующих о раннекелловейско-раннеоксфордском возрасте нижней подсвиты.

Верхняя подсвита васюганской свиты (10—15 м) представлена чередованием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породы верхней подсвиты накапливались в более мелководной обстановке по сравнению с ниже- и вышезалегающими отложениями. Вследствие этого преобладают песчано-алеверитистые разности (продуктивный горизонт Ю<sub>1</sub>). С востока на запад количество и мощность песчаных прослоев сокращается, разрез глинизируется. В этом же направлении сокращается мощность всей подсвиты. Только залегающий в кровле подсвиты песчаный пласт распространен почти повсеместно.

В подошвенной части подсвиты широко распространен среднеоксфордский комплекс фораминифер; в верхней части подсвиты, почти в самой ее кровле, установлен позднеоксфордский комплекс.

В отложениях верхней подсвиты васюганской свиты обнаружены многочисленные двустворки. Возраст верхней подсвиты — конец раннего оксфорда — поздний оксфорд.

Георгиевская свита является фациальным аналогом верхов верхней подсвиты абалакской свиты, согласно залегает на васюганской свите, сложена преимущественно темно-серыми аргиллитами, в различной степени алеверитистыми. Зерна глауконита придают породам зеленоватый оттенок. В нижней части свиты содержится прослой глауконитовых песчаников с глинисто-карбонатным цементом. К этому прослою приурочено большое количество известковых конкреций, поэтому он часто называется горизонтом известковых конкреций георгиевской свиты.

В основании георгиевской свиты встречены многочисленные раннекимериджские аммониты и фораминиферы. Выше по разрезу установлены аммониты и комплекс фораминифер позднекимериджского-ранневожского возраста. В кровле георгиевской свиты выявлена ассоциация фораминифер кимеридж-ранневожского возраста.

В породах георгиевской свиты часто встречаются белемниты (максимальная частота встречаемости связана с алеврито-песчаными породами), лингулы (в наиболее глинистых отложениях) и двустворчатые моллюски. Мощность георгиевской свиты редко достигает 20 м, обычно 10 м. Ввиду незначительной мощности на прилагаемом к геологической карте разрезе георгиевская свита показана совместно с васюганской как нерасчлененные.

### ВЕРХНЯЯ ЮРА — НИЖНИЙ МЕЛ

Тутлеймская свита ( $J_3-K_1tt$ ) выделяется в пределах Фроловской нефтегазоносной области, залегает на абалакской и перекрывается фроловской свитой, представлена в нижней части темно-серыми и черными с буроватым оттенком аргиллитами, тонкоплитчатыми и массивными с листоватой поверхностью излома на плоскостях напластования, с отпечатками остатков рыб, обломками двустворок, аммонитов, реже белемнитов, с прослоями битуминозных темно-серых и глинистых пород, количество которых увеличивается в западном направлении. Верхняя часть свиты слагается темно-серыми и черными битуминозными тонкоплитчатыми аргиллитами с многочисленными отпечатками пиритизированных водорослей, а также обломками аммонитов и белемнитов. С учетом определений фораминифер двух комплексов, принимается вожско-берриасский возраст тутлеймской свиты, мощность которой 20—40 м.

Баженовская свита ( $J_3-K_1bz$ ) представляет собой наиболее глубоководные морские осадки юры и раннего мела. Прослеживается на большей части рассматриваемой территории. Слагается однородными выдержанными по всей площади буровато-черными тонкоплитчатыми битуминозными аргиллитами с тонкими прослоями глинистого листоватого материала и известняков с вкраплениями пирита и с большим количеством органического материала. Кальцит образует прослойки белого цвета. Обычно это перекристаллизованные раковины двустворок и аммонитов. Прослой радиоларитов составляют 7—8 %, известняков 2—3 % от общей мощности пород баженовской свиты. Аргиллиты состоят из глинистых минералов (50—60 %), биогенного кремнезема (5—25 %), пирита (3—10 %), обломочного кварца и полевых шпатов (1—10 %). Глинистые минералы представлены гидрослюдами и монтмориллонитом. Содержание свободного кремнезема превышает 16 %. Кремнезем биогенного происхождения, в основном это скелеты радиоларий. Неотъемлемым компонентом глинистых пород является рыбный детрит. Породы баженовской свиты подстилаются аргиллитами абалакской или георгиевской свит и перекрываются с запада на восток фроловской, ахской, сортымской и мегионской свитами. И. И. Нестеров указывает на присутствие в разрезе свиты битуминозных отложений мощностью до 20 м, в которых тонкие пластинки аргиллитов переслаиваются с линзочками твердого органического вещества и нефти. Наличие этих линз позволяет обособить битуминозные отложения в региональный продуктивный пласт Ю<sub>6</sub>.

Возраст свиты устанавливается на основании фауны аммонитов, двустворок, комплексов фораминифер и спорово-пыльцевых комплексов.



## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел представлен морскими, прибрежно-морскими и континентальными отложениями, формирование которых происходило в условиях неокомско-барремской регрессии и аптской трансгрессии. На рассматриваемой территории выделяются Фроловский, Уватский, Сургутский, Нижневартовский и Таркосалинский структурно-фациальные районы. Границы этих районов совпадают с основными глубинными разломами, разделяющими разновозрастные блоки фундамента и секущие их грабен-рифты. Наиболее полный разрез морских отложений нижнего мела наблюдается в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива (Мансийская синеклиза), во Фроловском структурно-фациальном районе.

Районирование и стратиграфическое расчленение нижнемеловых отложений показано на рис. 2.

Фроловская свита ( $K_{1fr}$ ) выделена П. Ф. Ли и И. И. Нестеровым со стратотипом в разрезе Малоалымской опорной скважины (1828—2450 м). Распространена в Мансийской синеклизе. Залегает на баженовской свите и согласно перекрывается кошайской свитой верхов нижнего апта. Представлена морскими темно-серыми гидрослюдистыми аргиллитами с прослоями глинистых известняков, сидеритов, алевролитов. С некоторой долей условности И. И. Нестеровым подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (50—200 м) слагается глинами, аргиллитоподобными темно-серыми, почти черными, однородными со стяжениями пирита. Встречаются отпечатки аммонитов, комплекс фораминифер берриаса и спорово-пыльцевые комплексы валанжина—готерива. В низах подсвиты имеются линзовидные прослои алевролитов с прослоями песчаников, которые сопоставляются с ачимовской пачкой более восточных разрезов нижнего мела. Верхняя подсвита фроловской свиты представлена двумя пачками. Нижняя пачка (300—400 м) сложена серыми и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов, аргиллитоподобных известняков и линзами песчаников. Количество последних увеличивается в северном направлении. В районах верховьев рек Казым и Амня появляются прослои песчаников мощностью до 8 м. Пачка охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами готерива—баррема и апта. Верхняя пачка (группа пластов «М» до 30 м) слагается алевролитами серыми с прослоями песчаников и аргиллитоподобных глин. Общая мощность фроловской свиты 500—700 м. По положению в разрезе и по имеющимся палеонтологическим остаткам возраст фроловской свиты определяется как берриас-раннеаптский.

Ахская свита ( $K_{1ah}$ ) распространена в Уватском районе (Салымский мегавал, западный склон Сургутского свода). Согласно залегает на баженовской свите и перекрывается черкашинской. Представлена темно-серыми аргиллитами, однородными, участками полосчатыми с подчиненными пластами серых и светло-серых песчаников и алевролитов, локализующихся в верхней и нижней частях свиты. Встречаются единичные прослои глинистых песчаников и сидеритов. Породы содержат редкие включения пирита, глауконита, и обугленные растительные остатки. Расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита состоит из пяти пачек. Пачка 1 (10—20 м) слагается темно-серыми аргиллитами, перекрывающими баженовскую свиту. Пачка 2 (ачимовская толща до 20 м) представлена песчаниками и алевролитами серыми с прослойками аргиллитов. Пачка 3 (70—130 м) — глины аргиллитоподобные, темно-серые с прослоями известняков с текстурой «конус в конус». Пачка 4 (100—140 м) — глины аргил-

литоподобные темно-серые, полосчатые с единичными прослоями алевролитов и песчаников. Пачка 5 (20—35 м) — глины аргиллитоподобные, темно-серые, однородные с редкими прослоями глинистого сидерита.

В составе верхней подсвиты ахской свиты выделяются три пачки. Пачка 1 (25—75 м) — глины аргиллитоподобные, темно-серые с единичными прослоями алевролитов и песчаников, отпечатками аммонитов, белемнитов и «цирен». Пачка 2 (80—120 м) — глины аргиллитоподобные, серые с пластами серых песчаников и алевролитов. Пачка 3 (30—45 м) — глины аргиллитоподобные, темно-серые с прослоями песчаников.

Берриас-готеривский возраст ахской свиты устанавливается по находкам аммонитов в ачимовской толще, а также комплексам фораминифер валанжина—готерива и раннего готерива в верхней подсвите.

Сортымская свита ( $K_{1sr}$ ) выделяется в центральной и восточной частях Сургутского свода, на западном окончании Нижневартовского свода и прилегающих к ним территориях Юганской мегавпадины. Согласно залегает на баженовской свите. Перекрывается усть-балыкской свитой (см. рис. 2). Соответствует мегнионской свите и низам ахской. Расчленяется на пять пачек.

Пачка 1 (8—40 м) — аргиллиты тонкоотмученные, темно-серые, участками битуминозные. Встречаются редкие прослойки алевролитов. Обнаружены аммониты берриаса. Пачка 2 (ачимовская толща до 60 м) не имеет повсеместного распространения. В ее наиболее полных разрезах выделяются песчаные пласты сложного строения, проиндексированные БС<sub>16-22</sub>. Песчаники светло-серые мелкозернистые, карбонатные, массивные, либо с прослоями известковистых глин и алевролитов. Встречается углистый детрит. В глинистых прослоях обнаружены аммониты берриасские и ранневаланжинские, а также бухии и иноцерамусы. Пачка 3 (до 200 м) сложена глинами аргиллитоподобными серыми с прослоями алевролитов, придающих породам полосчатость. Определены ранневаланжинские аммониты. Пачка 4 (до 200 м) представлена чередованием слюдяных аргиллитоподобных плитчатых серых глин и пластов песчаников и алевролитов. Продуктивные пласты БС<sub>10-13</sub>. Встречены ранневаланжинские комплексы фораминифер и аммонит, валанжинско-раннеготеривские двустворки. Пачка 5 (чеускинская 20—40 м) является одним из лучших маркирующих горизонтов на Сургутском своде. Сложена аргиллитоподобными глинами темно-серыми полосчатыми с очень редкими тонкими прослойками алевролитов. Возраст подтверждается находками ранневаланжинского аммонита.

Мегнионская свита ( $K_{1mg}$ ) распространена в Нижневартовском структурно-фациальном районе на Нижневартовском своде (за исключением самой западной его части), в прилегающей части Юганской мегавпадины и к востоку от Апакапурского мегапрогиба. К западу фациально замещается сортымской свитой, имеющей несколько больший возрастной объем, к востоку — куломзинской и тарской. Слагается морскими аргиллитами с подчиненными пластами песчаников и алевролитов, локализующихся в нижней части (см. рис. 2). По литологическим особенностям расчленяется на пять пачек.

Пачка 1 (подачимовская толща до 30 м) — глины аргиллитоподобные, участками битуминозные, темно-серые. Встречаются очень редкие прослойки известковистых алевролитов мощностью до 10 см. Пачка 2 (ачимовская толща до 150 м) не имеет повсеместного распространения. Песчаные пласты, по появлению которых в разрезе она выделяется, нередко замещаются глинами на незначительном расстоянии. Не исключено, что образование ачимовской толщи связано с мутьевыми потоками придонных течений. Ачимовская толща слагается песчаниками светло-серыми мелкозернистыми, часто сильно известковистыми, мас-

сивными с прослоями аргиллитоподобных темно-серых глин. В наиболее полных разрезах ачимовской толщи выделяются песчаные пласты БВ<sub>19</sub>—БВ<sub>22</sub>. Пачка 3 (надачимовская толща до 120 м) — глины аргиллитоподобные слюдистые, с углистым детритом на плоскостях напластования с тонкими прослойками известковистых песчаников и алевролитов, придающими породам полосчатый вид. Пачка 4 (до 70 м) — чередование глин, алевролитов и песчаников. Глины аргиллитоподобные серые слюдистые, тонкоплитчатые. Песчаники и алевролиты более светлые. В составе пачки выделяется три песчаных продуктивных пласта БВ<sub>8</sub>—БВ<sub>10</sub>. Наиболее выдержан из них пласт БВ<sub>8</sub>. Пачка 5 (20—40 м) — глины аргиллитоподобные серые полосчатые за счет тонких прослоек песчаников и алевролитов. В восточном направлении пачка 5 сильно опесчанивается и совместно с пачкой 4 фациально переходит в тарскую свиту.

Берриас-ранневаланжинский возраст мегнионской свиты, мощность которой достигает 450 м, устанавливается по находкам характерных аммонитов, двустворок и комплексу фораминифер.

Усть-балыкская свита (*K<sub>1ub</sub>*) складывается четырьмя пачками морских и прибрежно-морских отложений (см. рис. 2), представляющих один из основных резервуаров нефти Сургутского свода: пачка 1 (45—60 м) — песчаники серые и светло-серые с прослоями уплотненных глин; продуктивные пласты БС<sub>8</sub> и БС<sub>9</sub>; пачка 2 (сармановская до 50 м) — аргиллитоподобные серые глины, преимущественно однородные, местами с линзовидно-волнистой слоистостью. В средней части песчаники серые (пласт БС<sub>7</sub>); пачка 3 (80—120 м) — чередование пластов серых песчаников мощностью до 25 м (продуктивные пласты БС<sub>1</sub>—БС<sub>6</sub>) и серых, иногда с зеленоватым оттенком, слабо уплотненных глин; пачка 4 (нимская 20—40 м) — глины аргиллитоподобные темно-серые однородные. В восточном направлении средняя часть пачки опесчанивается.

Валанжин-раннеготеривский возраст усть-балыкской свиты обосновывается находками комплексов фораминифер. Общая мощность усть-балыкской свиты до 260 м.

Ванденская свита (*K<sub>1vn</sub>*) выделяется на Нижневартовском своде и Александровском мегавале. Согласно перекрывает мегнионскую. Полностью соответствует нижней и средней подсвитам вартовской свиты. Слагается морскими и прибрежно-морскими отложениями — неравномерным чередованием алевроито-песчаников и глин. Расчленяется на две подсвиты (см. рис. 2).

Нижняя подсвита ванденской свиты (110—280 м) несколько условно расчленяется на две пачки. Нижняя (до 100 м) представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами (пласты БВ<sub>5</sub>—БВ<sub>7</sub>) с подчиненными прослоями зеленовато-серых и серых слабокомковатых или аргиллитоподобных глин. В западном направлении разрез глинизируется. Пачка 2 (100—160 м) сложена глинами оливково-зеленовато-серыми, реже зелеными, комковатыми, с зеркалами скольжения и подчиненными пластами песчаников и алевролитов (пласты БВ<sub>0</sub>—БВ<sub>4</sub>). В кровле пачки породы иногда каолинизируются. Часто встречается углистый детрит, многочисленные растительные остатки ризоиды, следы трещин усыхания, иногда отмечаются прослой глинистых углей. По комплексам фораминифер и остаткам двустворок возраст нижней подсвиты устанавливается как ранневаланжинский.

Верхняя подсвита ванденской свиты (до 260 м) складывается глинами, алевролитами и песчаниками. Породы имеют ярко выраженный зеленоватый оттенок. В верхах появляются блеклые кирпично-красные глины. Встречаются мощные пласты песчаников. Нижняя часть верхней подсвиты более опесчанена. По редким остаткам листьев и спорово-пыльцевым комплексам возраст верхней подсвиты готерив-барремский. Верхняя

подсвета ванденской свиты трансгрессивно перекрывается алымской свитой.

Черкашинская свита ( $K_1\check{c}r$ ) залегает на ахской, перекрывается алымской. Распространена в Салымском районе. Представлена чередованием серых и темно-серых аргиллитоподобных глин, светло-серых и серых алевролитов и песчаников. Встречаются прослои глинистых известняков с текстурой «конус в конус». Обычен углистый детрит. К востоку фациально замещается сангопайской свитой, на западе верхами фроловской. Готерив-барремский возраст свиты определяется по положению в разрезе и находкам аммонитов готерива, фораминифер и спорово-пыльцевым комплексам готерива и баррема.

Сангопайская свита ( $K_1sn$ ) согласно залегает на усть-балыкской свите и перекрывается алымской. Является фациальным аналогом черкашинской свиты, но в отличие от последней отлагалась в более мелководных условиях вплоть до прибрежно-морских. Является резервуаром нефти. Содержит продуктивные пласты группы А. В западных районах своего распространения расчленяется на три пачки (см. рис. 2).

Пачка 1 (до 180 м) — чередование пластов серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников (продуктивные пласты  $AC_7—AC_{12}$ ) и серых аргиллитоподобных плитчатых глин с прослоями зеленовато-серых комковатых разностей. Пачка 2 (быстринская, 7—12 м) — глины аргиллитоподобные тонкоотмученные с единичными фораминиферами. В восточном направлении опесчанивается. Пачка 3 (до 80 м) — чередование глин алевролитовых зеленовато-серых с зеркалами скольжения, с пластами серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников (продуктивные пласты  $AC_4—AC_6$ ).

Позднеготерив-барремский возраст сангопайской свиты устанавливается по ее залеганию под аптской алымской свитой, по спорово-пыльцевым комплексам готерива—баррема и фораминиферам готерива.

Вартовская свита выделяется в Таркосалинском районе севернее Нижневартовского свода. Согласно залегает на мегионской или тарской свитах. Слагается зелеными, зеленовато-серыми комковатыми глинами и неоднородными песчано-алевритовыми породами. По наличию ритмичности подразделяется на три подсвиты: нижнюю (200—250 м), среднюю (140—220 м) и верхнюю (60—85 м). Каждая из них начинается песчаной пачкой и венчается глинистой. В средней подсвите содержатся редкие блеклые прослои пестроцветных пород вишнево-красных, фиолетовых тонов. По всему разрезу встречается многочисленный растительный детрит, остатки корней растений, прослои глинистых углей. Возраст на основании палинологических данных и по положению в разрезе определяется как валанжин—готерив—баррем.

Кошайская свита ( $K_1k\check{s}$ ) выделяется во Фроловском районе. По литологии подразделяется на две пачки: нижнюю — глинистую и верхнюю — более алевролитистую.

Пачка 1 (20—25 м) представлена аргиллитоподобными глинами темно-серыми с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. В Казымской опорной скважине имеются прослои глинистого сидерита и глинистого известняка с текстурой «конус в конус». В нижней части пачки появляются прослои алевролитов и песчаников. Характерен углистый детрит. Определены спорово-пыльцевые комплексы альба и апта и единичные фораминиферы плохой сохранности. Пачка 2 (2—20 м) слагается аргиллитоподобными глинами темно-серыми и серыми с частыми прослоями светло-серых алевролитов, линзовидно-слоистыми. Слоистость обусловлена линзочками и слойками светло-серого алевролита. Внизу цвет пород становится более темным. На плоскостях напластования пород встречается редкий растительный детрит. По направлению к Казымской опорной скважине в разрезе пачки появляются

ся прослой известковистых алевролитов флюидальной текстуры. По редким фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам кошайская свита относится к апту. В восточном направлении переходит в верхнюю подсвиту алымской свиты.

Алымская свита ( $K_{1al}$ ) представлена толщей морских и частично прибрежно-морских осадков сравнительно кратковременной аптской трансгрессии, захватившей Салымский, Сургутский и Нижневартовский своды и Юганский мегапрогиб. К западу алымская свита замещается кошайской и верхами фроловской свиты, к востоку — верхней подсвитой вартовской свиты. Сложена аргиллитами серыми и темно-серыми и песчаниками. Залегают более или менее согласно на черкашинской и сангопайской свитах и трансгрессивно на ванденской. Подразделяется на две подсвиты. Нижняя (30—90 м) представлена на Салымском мегавале и Сургутском своде двумя пачками: 1) глины аргиллитоподобные темно-серые, алевролитовые однородные (до 40 м); 2) глины аргиллитоподобные серые с мелкими линзами и прослоями алевролитов и глинистых известняков (35—65 м). В восточном направлении, на Нижневартовском своде, расчленение на пачки затруднительно вследствие общей опесчаненности разреза. В основании нижней подсвиты глины, глинистые песчаники. Нижняя песчанистая часть разреза выделяется в продуктивный пласт  $AB_1$ . Общая мощность нижней подсвиты здесь сокращается до 30 м.

Верхняя подсвита соответствует кошайской свите Фроловской структурно-формационной зоны и также разделяется на две пачки: 1) глины аргиллитоподобные темно-серые, местами серые с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков (15—25 м). Редкие лингулы; 2) глины аргиллитоподобные темно-серые, серые с частыми тонкими прослоями светло-серых алевролитов (7—15 м). В восточной части на Нижневартовском своде с прослоями песчаников.

Раннеаптский возраст алымской свиты обосновывается по спорово-пыльцевым комплексам и по положению в разрезе.

Викуловская свита ( $K_{1vk}$ ) сложена алевролитами, алевролитами и алевролитовыми уплотненными глинами с прослоями глинистых известняков. Залегает на кошайской, перекрывается хантымансийской свитой. Распространена в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива. Расчленяется на две подсвиты: нижнюю — глинисто-алевролитовую и верхнюю — алевролитовую.

Нижняя подсвита (60—130 м) сложена серыми алевролитами, алевролитами и алевролитовыми глинами с прослоями глинистых известняков. Вверх по разрезу количество глинистого материала и содержание глинистых прослоев постепенно убывает. В глинах много линз и прослоев алевролитового материала, а также обильный угольный детрит. Часто отмечается тонкая горизонтальная слоистость типа ленточной, обусловленная чередованием миллиметровых слоев глинистого и алевролитового материала.

Верхняя подсвита (60—180 м) представлена алевролитами и алевролитами серыми и светло-серыми с редкими прослойками известняков и алевролитовых глин, в породах много обугленного растительного детрита. Встречаются комплексы фораминифер раннего альба и спорово-пыльцевые комплексы апта—альба. На основании этих данных и положения в разрезе возраст викуловской свиты позднеаптский—раннеальбский.

#### **НИЖНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ**

К отложениям нижнего и верхнего отделов меловой системы отнесены континентальные и частично прибрежно-морские отложения покурской свиты и ее морские фациальные аналоги: викуловская, хантымансийская и уватская свиты.

Покурская свита ( $K_{1-2pk}$ ) выделена по Покурской опорной скважине (948—1650 м). Слагается толщей континентальных и прибрежно-морских серых и зеленовато-серых, иногда довольно рыхлых, часто чередующихся между собой прослоев алевролитов, песков, песчаников, глин и изредка углей. Покурская свита распространена восточнее меридиана  $72^\circ$  в.д. Западнее она сменяется морскими отложениями — викуловской, хантымансийской и уватской свитами. В стратотипе расчленяется на две подсвиты: нижнюю — «угленосную» и верхнюю — «толщу с янтарями». В западной части Сургутского свода и на Салымском мегавале покурская свита может быть расчленена на три подсвиты: нижнюю и среднюю, соответствующие нижней подсвите Нижневартовского свода, и верхнюю. Границы между подсвитами условные.

В стратотипе нижней подсвиты покурской свиты (1370—1650 м) выделено четыре пачки: 1) нижняя песчаниковая (1650—1620 м); 2) песчано-алевритовая с прослоями углей (1620—1530 м); 3) верхняя песчаниковая (1530—1507 м) и 4) песчано-алеврито-глинистая пачка (1507—1370 м).

Нижняя и верхняя песчаниковые пачки представлены серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатowymi и полимиктовыми песчаниками, иногда тонкогоризонтальнослоистыми и волнисто-слоистыми за счет присутствия темного глинистого, растительного и углистого материала. Песчаники средней крепости, но иногда сцементированные, известковистые, иногда переходят в песок. Песчано-алевритовая и песчано-алеврито-глинистая пачки представлены чередующимися прослойками песчаников, алевролитов, глин, песков и иногда углей. В первой пачке преобладают алевролиты, во второй — глины. Песчаники этих пачек в основном такие же, как вышеописанные, иногда темно-серые глинистые и алевритистые, слюдяные. Встречаются прослойки косослоистых песчаников и песчаников с мелкой окатанной глинистой галькой. Алевролиты серые, темно-серые и зеленовато-серые, плотные, с зеркалами скольжения, иногда сильно глинистые, переходящие в аргиллиты. Глины обычно зеленовато-серые, иногда темно-серые. Для всех пачек характерно наличие в породах растительных остатков, представленных растительным детритом, сообщающим породам ленточно-полосчатую текстуру, либо отпечатков стеблей и листьев. А. Н. Криштофовичем были определены отпечатки листьев раннего мела (интервал 1548—1539 м) и возможно сеномана (1415—1434 м).

Верхняя подсвита покурской свиты (1370—948 м) слагается песчано-алевритовыми породами с прослоями глин и аргиллитов. Песчаники и алевролиты представлены серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми разностями кварц-полевошпатowego и полимиктового состава, наряду с которыми встречаются прослойки плотных известковистых песчаников темно-серого цвета. Характерен растительный детрит. В отдельных участках песчаники ожелезнены. Алевролиты серые, зеленовато-серые, иногда известковистые. Аргиллиты и глины темно-серые, алевритистые с растительным материалом и иногда с зеркалами скольжения. В средней части нижней подсвиты отмечены зеленовато-серые алевритопесчаные рыхлые породы, имеющие тонкополосчатую ленточного характера текстуру. В этих породах отмечается растительный детрит и более крупные обугленные растительные остатки, включения желтого и буровато-желтого янтаря размером до 2—3 см, в остальных случаях редкие стяжения сидерита. Из пород верхней подсвиты (1337—1329 м) А. Н. Криштофовичем были определены отпечатки растений, указывающие на сеноманский возраст пород. Граница между отложениями нижнего и верхнего отделов мела условно проводится внутри покурской свиты, в верхах ее нижней подсвиты (при двучленном делении). В западных районах Сургутского свода и на Салымском мегавале покурская свита расчленяется на три подсвиты.

Нижняя подсвета (до 200 м), соответствующая викуловской свите, представлена в разрезе Сургутской опорной скважины алевролитами серыми линзовидно-гнездовидно-слоистыми за счет линз и гнезд светло-серого алевролита, переходящими в алевролитовые уплотненные глины с содержанием обломочного материала до 30 %. Характерен обугленный растительный детрит. Породы содержат спорово-пыльцевые комплексы апта и альба. В основании нижней подсветы выделяется чернореченская пачка (60—120 м), представленная серыми и темно-серыми глинами с многочисленными мелкими линзами алевролитов и песчаников, иногда с прослоями песчаников.

Средняя подсвета (до 300 м), соответствующая хантымансийской свите, характеризуется возрастающей ролью глинистых пород в ее средней части и в западном направлении. Сложена песками серыми, песчаниками и глинами с редкими прослоями глинистых известняков и сидеритов. В скв. 80 (1164 м) Усть-Балыкской площади З. И. Булатовой обнаружены фораминиферы альба.

Верхняя подсвета (250—280 м) на западе фациально замещается уватской свитой. Представлена песками и песчаниками серыми, зеленовато-серыми, прослоями известковистыми, алевролитами серыми, глинами темно-серыми, нередко углистыми.

Хантымансийская свита ( $K_1hm$ ) выделена по разрезу Ханты-Мансийской опорной скважины. Накапливалась в морских условиях. Залегаet согласно на викуловской и перекрывается уватской. Распространена в тех же пределах, что и викуловская. По литологическому составу разделяется на две подсветы: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвета (100—180 м) сложена глинами темно-серыми аргиллитоподобными с прослоями алевролитов, глинистых известняков и сидеритов. В нижней части встречается глауконит. В восточном направлении разрез подсветы несколько меняется в сторону появления прослоев алевролитов и линз песчаников. В Казымской опорной скважине нижняя подсвета представлена темно-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Характерной особенностью ее здесь является обилие глауконита, который начинается с глубины 1223 м и до подошвы (1279 м), встречается в виде отдельных зерен или в виде линз и присыпок мощностью до 4—5 см.

Верхняя подсвета хантымансийской свиты (до 295 м) сложена светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, серыми алевролитами и глинами. Разделяется на две пачки. Пачка 1 (до 220 м) представлена равномерным чередованием песчаников и глин. Пласты выдержаны по простиранию на большие расстояния. Характерен обугленный растительный детрит. Пачка 2 (до 75 м) сложена глинисто-алевролитовыми сероцветными породами с прослоями песков и песчаников. Количество последних возрастает в северном и восточном направлениях. Пласты песчаников не выдержаны по простиранию. Характерно наличие углистого детрита. На основании фауны аммонитов, фораминифер и спорово-пыльцевых комплексов возраст хантымансийской свиты определяется как альб-раннесеноманский.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Уватская свита ( $K_2uv$ ) распространена западнее 72° в. д. в Мансийской синеклизе и на Краснотенниском своде. Формировалась в условиях мелкого опресненного моря. Залегаet согласно на хантымансийской свите и перекрывается кузнецовской. Представлена преимущественно рыхлыми алевролитами кварц-полевошпатовыми и алевролитами мучнистыми светло-серыми и серыми, в основном мелкозернистыми, в разной степени слюдястыми с характерными горизонтальным и волни-

стым типами слоистости. Среди алевролитов имеются тонкие прослойки мелкозернистых аркозовых песчаников. Слоистость обусловлена присутствием тонких прослоек глинистого материала, а также скоплением чешуек слюды на поверхности наложения. По всему разрезу свиты встречаются прослои и линзы глинистых известняков и мергелей со структурой «конус в конус», мощностью 0,1—1,5 м, а также обугленные и ожелезненные растительные остатки, углистый детрит и обломки янтаря. Условно уватская свита разделяется на две пачки: нижнюю (до 130 м) — глинисто-алевролитовую и верхнюю (50—70 м) — алевролитопесчаную. Уватская свита содержит спорово-пыльцевые комплексы сеномана и редкие фораминиферы. Возраст в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой — сеноман.

Начиная с турона, отложения верхнего отдела меловой системы формировались на всей описываемой территории в условиях нормального морского режима, обусловленного обширной позднемеловой трансгрессией, вызванной повышенном уровне Мирового океана.

Кузнецовская свита ( $K_2kz$ ) трансгрессивно залегает на уватской и покурской свитах и согласно перекрывается березовской свитой. Распространена на всей рассматриваемой территории. Наиболее полный разрез, охарактеризованный керном, вскрыт Ханты-Мансийской опорной скважиной (снизу вверх):

1. Глины аргиллитоподобные, в разной степени алевролитистые, темно-серые с неясной горизонтальной слоистостью, с большим количеством микрофауны, изредка попадаются чешуйки рыб и зубы акул (1068,3—1082,8 м).

2. Глины опоковидные, алевролитистые серые с большим количеством микрофауны, изредка попадаются чешуйки рыб (1062—1068,3 м).

3. Глины аргиллитоподобные, слегка опоковидные, алевролитистые, серые неяснослоистые (1058—1062 м).

4. Глины алевролитистые серые неяснослоистые, в верхней части слегка опоковидные (1058—1028 м).

Кузнецовская свита представлена преимущественно глинами темно-серыми гидрослюдисто-бейделлитовыми, слабослюдистыми, однородными, местами алевролитистыми, изредка известковистыми с остатками макрофауны и пиритизированными растительными остатками. На Краснотенинском своде и Нижневартовском мегавале намечается трехчленное деление свиты с появлением опоковидных пород в кровле.

Нижняя (глинистая) пачка слагается тонкослоистыми гидрослюдистыми глинами, содержащими глауконит-пиритовые образования, остатки двустворок и растительные остатки, местами пиритизированные. В основании разреза иногда прослеживаются прослои мелкозернистых глинистых темно-серых слабо сцементированных песчаников, содержащих гнезда зеленоватого глауконита и мелкую черную хорошо окатанную фосфоритовую (?) гальку (Покурская опорная скважина).

Средняя (алеврито-песчаная) пачка представлена переслаиванием серых глинистых пород и светло-серых слюдястых алевролитов и песчаников глауконит-кварцевого состава. В глинах отмечаются пирит и глауконит в виде скоплений мелких зерен округлой формы.

Верхняя (глинистая) пачка представлена серыми и пепельно-серыми, слабоопоковидными глинами в различной степени алевролитистыми, местами переходящими в алевролит со слабым зеленоватым оттенком.

Породы свиты повсеместно содержат богатейшие комплексы фораминифер турона. В соответствии с унифицированной схемой возраст этого комплекса определяется как поздний турон — ранний коньяк. Таким образом, возраст кузнецовской свиты определяется в объеме турона — раннего коньяка. Мощность кузнецовской свиты от 10 до 50 м.

Березовская свита ( $K_2br$ ) распространена повсеместно, залегает на глубинах от 725 до 850 м. По литологическим и палеонтоло-



гическим признакам, а также по данным каротажа березовская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (50—80 м) слагается толщей серых и пепельно-серых опоковидных, переходящих в опоки глин, содержащих редкую бедную фауну двустворок, гастропод и фораминифер, остатки рыб и многочисленных радиолярий. Опоки светло-серые с аморфной структурой. Основная масса состоит из аморфного кремнезема с примесью глинистого вещества. Встречаются алевритистые опоки с мелкими обломками кварца диаметром 0,01—0,05 м. На Красноленинском своде большая часть нижней подсвиты сложена серыми опоковидными глинами, алевритистыми слюдистыми. Текстура пород пятнистая, обусловленная тем, что отдельные участки сложены преимущественно глинистым материалом, тогда как на других преобладает опал. В глинистой массе в небольшом количестве отмечаются округлые зерна глауконита и мелкие — кварца и полевого шпата. Отмечаются также единичные зерна пирита, часто лимонитизированного. В глинах имеются ходы червей, выполненные песчаным материалом. Алевритовый материал распределен в породе неравномерно, причем иногда глины переходят в алевриты серые, крупнозернистые, глауконит-кварцевые, глинистые. Цемент алевролитов глинисто-кремнистый. Восточнее Нижневартовского мегавала среди опоковидных пород появляются прослои песчаника, и за пределами листа нижняя подсвита березовской свиты фациально замещается породами ипатовской свиты.

Верхняя подсвита березовской свиты (27—68 м) представлена серыми, зеленоватыми, зеленовато-голубовато-серыми алевритами, опоковидными глинами, очень редкими прослоями опок и алевролитов. Порода обладает тонкой неправильной плитчатостью и обычно неслоистые. Отмечаются мелкие гнезда алевритового материала с глауконитом, стяжения пирита и чешуйки рыб. При высыхании породы крошатся на остроугольно-пластинчатые обломки. Глины характеризуются лептопелитовой и алевропелитовой структурой, горизонтальнослоистой и линзовиднослоистой текстурой. Глины часто содержат примесь алевритового материала от 5 до 10—20 %, реже 25—28 %. По составу глины монтмориллонитовые, гидрослюды встречаются в небольшом количестве. Опаловое вещество аморфное органогенного и хемогенного генезиса. Аутигенные минералы глины слагаются радиоляриями, мординитом, глауконитом, пиритом, фосфатом. Прослои алевролитов состоят из кварц-полевошпатов и чешуек биотита и мусковита. Цемент в них хлорито-каолинито-монтмориллонито-гидрослюдистый, базальный. В породах верхней подсвиты часто и в значительных количествах присутствуют остатки радиолярий и спикулы губок. Иногда в основании подсвиты отмечаются базальные слои, представленные песчано-алевритовыми породами. Возраст березовской свиты определяется по положению в разрезе над фаунистически охарактеризованными слоями турона и под отложениями маастрихта, а также по многочисленной фауне фораминифер и радиолярий сантона—кампана, приуроченной в основном к верхней подсвите. В нижней подсвите встречены двустворки плохой сохранности и единичные фораминиферы. В верхней подсвите выделен комплекс фораминифер кампана. Помимо фораминифер, определены радиолярии нижней радиоляриевой зоны (Сургутская опорная скважина).

Ганькинская свита (*K<sub>2</sub>gn*) постепенно сменяет березовскую. Распространена повсеместно. Представлена глинами серыми, зеленовато-серыми известковистыми с прослоями известковистых алевролитов, мергелей с редкими зернами глауконита, конкрециями сидерита. В глинах в значительном количестве присутствуют довольно хорошие отпечатки и перемятые створки двустворок, небольших аммонитов, обломки зубов и чешуи рыб, членики криноидей, а также пиритизированные и

углистые растительные остатки. По литологическим особенностям подразделяется на две пачки — нижнюю и верхнюю. Пачка 1 (29—31 м) — глины темно-серые и зеленовато-серые однородные с обрывками нитевидных водорослей на плоскостях напластования с незначительным количеством органогенного вещества, иногда слабокарбонатные. Пачка 2 (150—170 м) — глины известковистые серые с зеленовато-голубоватым оттенком, однородные с мелкораковистым изломом, с многочисленными обломками тонкостенных гастропод, двустворок и аммонитов. На плоскостях напластования обилие обрывков водорослей, иногда встречаются вертикальные корневидные пустоты, выполненные пиритом. По составу глины обеих пачек одинаковы. Они отличаются в основном по цвету и карбонатности. В составе тонкой фракции глин определены гидрослюда диоктаэдрическая, каолинит и хлорит.

Позднекампанско-маастрихтский возраст ганькинской свиты устанавливается по находкам аммонитов в кернах Покурской, Ханты-Мансийской опорных скважин. По фауне фораминифер выделяются слои раннего и позднего маастрихта, которые прослеживаются практически в кернах любой скважины, вскрывшей отложения ганькинской свиты.

Впервые для центральных районов Западной Сибири Ф. В. Киприяновой установлены датские комплексы фораминифер. Таким образом, устанавливается, что в Ср. Приобье ганькинская свита имеет позднекампанский—датский возраст. Мощность свиты от 50 до 200 м. Увеличение мощности наблюдается в восточном и северо-восточном направлениях от Красноленинского свода, где на локальных структурах мощность свиты составляет не более 40—50 м. Наименьшие мощности отмечены на Казымском поднятии (36 м).

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения в пределах описываемого района развиты повсеместно. Они представлены морскими, прибрежно-морскими и континентальными отложениями суммарной мощностью от 480 до 920 м, которые в соответствии с принятой схемой районирования палеогена относятся к Центральной, Пур-Тазовской и Зауральской структурно-фациальным зонам.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ — ПАЛЕОЦЕН

Талицкая свита (P<sub>1tl</sub>) распространена по всей территории. Она вскрыта глубокими нефтеразведочными скважинами и скважинами опорного профильного бурения на глубинах от 750 м в пределах Юганского мегапрогиба и до 200—250 м на восточном замыкании Север-Приуральской моноклизы и в пределах локальных поднятий Пурского желоба. Свита согласно залегает на морских отложениях верхнего мела и повсеместно перекрывается люлинворской свитой и только в северо-западной части, в бас. р. Казым, выходит на поверхность под четвертичные отложения. Она представлена толщей морских глин, которые по литологическому составу отличаются как от подстилающих, так и перекрывающих отложений, что хорошо отражается на каротажных диаграммах.

Свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя (25—77 м) повсеместно представлена темно-серыми, иногда с буроватым оттенком плотными жирными глинами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, в которых отмечаются присыпки и, реже, прослойки алевролита, включения пирита и обуглившиеся растительные остатки. В нижней части раз-

реза глины участками слабо опокovidные и имеют более светлую окраску. Верхняя подсвита (89—113 м) более неоднородна по составу. В нижней части она сложена темно-серыми алевритистыми, участками слабоопокovidными глинами с редкими прослоями алевритов, количество которых вверх по разрезу постепенно возрастает. Верхняя часть разреза подсвиты представлена глинами темно-серыми, почти черными, слюдистыми, алевритистыми, тонкослонистыми, плитчатыми и листоватыми с неправильными прослоями сидеритов и сидеритизированных песчаников. К верхней части подсвиты приурочен горизонт (20—30 м) кварцево-глауконитовых песчаников, который имеет широкое распространение и четко фиксируется на каротажных диаграммах как региональный отражающий горизонт «Э».

Общая мощность свиты 129—173 м. В крайней юго-восточной части территории она резко сокращается (до 20—70 м), и морские осадки замещаются прибрежно-морскими и континентальными образованиями. Возраст свиты определяется палеоценовым по характерным комплексам радиолярий и фораминифер.

### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ — ЭОЦЕН

Эоцен представлен толщей глинисто-кремнистых и глинистых осадков, которые разделяются на две свиты: люлинворскую и тавдинскую. Люлинворская свита в Центральной и Пур-Тазовской структурно-фациальных зонах подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. В Зауральской зоне нижней подсвите соответствует серовская свита, а средней и верхней — ирбитская.

**Нижний эоцен.** Серовская свита ( $P_{2sr}$ ) представлена пепельно-серыми и черными опоками и опокovidными глинами с характерным раковистым изломом. Породы сложены преимущественно аморфным опаловым веществом (60—90 %), в подчиненном количестве присутствуют глинистые частицы (5—30 %) и кластический материал кварцево-глауконитового состава алевритовой размерности. На каротажной диаграмме свита характеризуется небольшой дифференцированностью и постоянством значений КС и ПС. При переходе к талицкой свите они сдвигаются соответственно вправо и влево. Кровля серовской свиты фиксируется одновременным увеличением КС и уменьшением ПС. Фаунистически отложения охарактеризованы слабо, стратификация их как и всего эоцена производится по характерным комплексам диатомовых и кремниевых водорослей, содержащим виды, характерные для раннего эоцена. Мощность свиты 62—95 м.

**Средний—верхний эоцен.** Ирбитская свита ( $P_{2ir}$ ) согласно залегает на серовской, ее нижняя граница определяется по смене опокovidных пород серовской свиты диатомовыми глинами ирбитской. Одновременно в массовых количествах появляются радиолярии и фораминиферы верхней радиоляриевой зоны.

Свита делится на две подсвиты. Нижняя (83—90 м) представлена преимущественно диатомитами серыми, желтовато-серыми и палево-серыми, легкими, мучнистыми с раковистым и полураковистым изломом с незначительной примесью глинистого материала. Верхняя подсвита (до 60 м) сложена диатомовыми гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами голубовато-серыми, серыми, зеленовато-серыми, тонкими, пластичными, реже диатомитами. В породе содержатся редкие пиритизированные растительные остатки, чешуя рыб и мелкие линзочки светло-серого алеврита.

Люлинворская свита ( $P_{2ll}$ ) выделяется в Центральной структурно-фациальной зоне, подразделяется на три подсвиты.

Нижняя (65—92 м) сложена опоками и опокovidными глинами. На северо-западе территории содержание опок в разрезе преобладает, в юго-восточном направлении количество их постепенно уменьшается и начинают превалировать опокovidные глины, в которых отмечаются лишь небольшой мощности (3—5 м) прослои опок.

Средняя подсвета (83—90 м) согласно с постепенным переходом залегают на нижней, представлена диатомитами, диатомовыми и опокovidными глинами и монтмориллонитовыми глинами. Основная масса породы (60—85 %) сложена панцирями диатомовых, замещенных опалом и глинистым материалом бейделлитового состава. Содержание глинистых частиц возрастает по разрезу снизу вверх, а по площади с северо-запада на юго-восток. В пределах Сургутского и Нижневартовского сводов подсвета сложена опокovidными и диатомовыми глинами. Характерным признаком подсветы является появление в разрезе необычайно богатых комплексов радиолярий, диатомей и силикофлагеллат. По радиоляриям отложения сопоставляются с кумским горизонтом. Диатомей и силикофлагеллаты, по данным З. И. Глезер [41], объединяются в зону, верхняя часть которой представлена в юго-западной части Тургайского прогиба в разрезе верхнетасаранской подсветы. Мощность подсветы 83—90 м.

Верхняя подсвета представлена желтовато-серыми, зеленовато-желтыми пластичными глинами с редкими пиритизированными растительными остатками, стяжениями сидерита, чешуей рыб. Породы сложены преимущественно глинистым материалом гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Опаловый материал в виде панцирей диатомей и их обломков содержится в различных количествах. Наибольшее (до 30—40 %) отмечается на северо-западе территории, в бас. р. Казым, в юго-восточном направлении содержание его уменьшается и в бассейне широкого течения р. Обь (Сургутский, Нижневартовский своды) не превышает обычно нескольких процентов. И. И. Нестеров [32] по разрезу Сургутской опорной скважины в составе верхней подсветы выделил две пачки (инт. 482—556 и 556—598 м), отнеся к нижней пачке серые с зеленоватым оттенком глины, по минералогическому составу почти идентичные глинам нижней подсветы. Верхняя пачка представлена глинами зелеными однородными, иногда алевритистыми с чешуей рыб, включениями пирита и невыдержанными прослоями сидерита. Пачка по минеральному составу резко отличается от подстилающих пород увеличением органогенного опала, глауконита, сидерита. Мощность 51—82 м.

В разрезе Покурской скважины (инт. 448—537 м) встречена обильная фауна радиолярий «верхней радиоляриевой зоны», относимой к среднему—верхнему эоцену.

Верхняя подсвета люлинворской свиты сопоставляется С. Б. Шацким [41] с нюрольской свитой. Согласно решению палеогеновой комиссии (1981 г.) возраст люлинворской свиты ограничивается нижним—средним эоценом.

**Верхний эоцен.** Тавдинская свита ( $P_2tv$ ) венчает разрез морского палеогена. Она распространена практически на всей площади, за исключением северо-западной части, где в переуглубленных долинах рек Обь и Казым она размыта. Отдельные выходы свиты имеются в разрезах Белогорского материка в районе пос. Мал. Атлым.

Свита представлена глинами зеленовато-серыми с голубоватым оттенком жирными, плотными с неправильными включениями слюдистых алевритов и серых мелкозернистых песков. По всей толще отмечаются гнезда и включения пирита и марказита, обуглившиеся растительные остатки, редкие известковистые раковины плохой сохранности, чешуя рыб, остатки хитинового покрова насекомых, ходы червей. В верхней части разреза значительно увеличивается содержание песчано-алевритовой фракции, появляются прослои сидерита. В наиболее полных разре-

зах в районе Широного Приобья тавдинская свита расчленяется на две подсвиты. Граница между ними проводится по опесчаненному пласти, расположенному в средней части разреза.

Нижняя подсвита тавдинской свиты на большей части площади сложена глинами темно-зеленовато-серыми, участками зеленовато-серыми плотными пластичными, нередко алевритистыми и песчанистыми с гнездами и включениями марказита, обломками раковин и чешуей рыб. В крайней юго-восточной части территории, в пределах Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта, морские отложения переходят в континентальные. Здесь нижняя подсвита тавдинской свиты представлена преимущественно песками, в меньшей степени глинами с прослоями бурых углей. В переходной, прибрежно-морской, зоне характерно чередование как континентальных, так и морских разновидностей. В основании подсвиты залегает горизонт кварцево-глауконитовых песков различной мощности, который четко фиксируется на каротажных диаграммах своеобразным «раструбом». Отмечено, что в пределах положительных локальных структур нижняя граница очень резкая, на контакте залегает пачка континентальных песков. Пески нередко крупнозернистые, гравелистые с редкой кварцевой галькой. Во впадинах наблюдаются довольно постепенные переходы от глин люлинворской свиты к песчанистым глинам нижней подсвиты тавдинской свиты. Мощность подсвиты 50—95 м.

Верхняя подсвита отражает этап регрессии морского бассейна. На западе и юго-западе территории сохранялся морской режим, отложения представлены глинами зеленоватыми, зеленовато-серыми тонкослоистыми с прослоями и линзами сидерита, включениями пирита и глауконита. В северо-восточной части, от устья р. Вах до верховий р. Пяку-Пур, отложения формировались в условиях, близких к континентальным. Здесь в разрезе преобладают мелкозернистые пески с прослоями алевритов, коричневатых угленосных глин, с маломощными редкими прослоями зеленых (морских) глин. Мощность 72—195 м.

Решением палеогеновой комиссии (1981 г.) тавдинская свита отнесена к верхнему эоцену.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ — ОЛИГОЦЕН

**Нижний олигоцен.** Атлымская свита ( $P_{3at}$ ) распространена практически повсеместно. Выходы ее на поверхность отмечены на северо-западе в бассейнах рек Обь и Казым, на Обь-Казымском междуречье и, предположительно, в северо-восточной части района. Граница свиты с тавдинской обычно резкая и только в северо-западной части (Мал. Атлым) имеется переходный горизонт (конолевская пачка), свидетельствующий о постепенной регрессии тавдинского моря в западном направлении. Свита представлена континентальными аллювиально-озерными образованиями. Это преимущественно светло-серые и желтовато-серые мелко- и среднезернистые, иногда разнозернистые кварцево-полевошпатовые пески, иногда сильно каолинизированные с субгоризонтальной косою и диагональной слоистостью. Отмечаются линзообразные прослой гравелистых песков, растительный детрит и лигнитизированные древесные остатки. В некоторых разрезах в кровле свиты фиксируется горизонт зеленовато-серых алевритистых плитчатых глин, при отсутствии последнего граница между атлымской и новомихайловской свитами проводится условно. Мощность от 20—30 до 150 м.

Спорово-пыльцевые спектры атлымской свиты резко отличаются от спектров тавдинской, характеризуя мезофильную растительность тургайского типа. Л. А. Панова (1971 г.) сопоставляет их с комплексом спор и пыльцы из морских отложений ащейайрыкской свиты нижнего и среднего олигоцена С. Устюрта.

**Нижний—средний олигоцен.** Новомихайловская свита ( $P_{3nt}$ ) согласно с постепенным переходом залегает на атлымской. Выходы ее на поверхность имеются по р. Обь в пределах Белогорского материка (пос. Мал. Атлым). Свита представлена неправильным чередованием песков, алевроитов и глин с преобладанием последних в верхней части разреза. Цвета коричневато-серые, коричневые и бурые. Пески мелко-, тонкозернистые и косослоистые. Алевроиты слюдистые, горизонтально-слоистые, хорошо сортированные, иногда диатомовые. Глины плотные, неравномерно-алевритистые, слоистые и неслоистые. Для пород характерно присутствие многочисленных лигнитизированных остатков как в рассеянном виде, так и в виде прослоев. Мощность свиты от 40—50 до 120 м.

Описываемые отложения содержат палинокомплекс, характерный для чиликтинской свиты С. Приаралья и соленовских слоев С. Устюрта, где их ниже-среднеолигоценый возраст (вторая половина) подтверждается фауной солоноватоводных моллюсков.

**Верхний олигоцен.** Туртасская свита ( $P_{3trt}$ ) залегает трансгрессивно на отложениях новомихайловской. Имеет широкое распространение, отсутствует в пределах новейших врезов. Подошва свиты залегает на абсолютных отметках от —70 м в пределах новейших опусканий до 80—90 м на поднятиях. Выходы отложений свиты имеются по правому берегу р. Обь на Белогорском материке, между поселками Урманский и Мал. Атлым, на правобережье р. Иртыш (пос. Горно-Филинское) в бортах долин рек Лямин, Назым и др.

В составе свиты абсолютно преобладают озерные фации. Это зеленовато-серые, как правило, хорошо сортированные, иногда диатомовые алевроиты и алевритистые глины с горизонтально-волнистой и линзовидно-волнистой слоистостью. В юго-западной части, в бас. р. Конда и в нижнем течении р. Надым, существенную роль в разрезе приобретают песчаные разности. Пески тонко- и мелкозернистые желтые с палевым оттенком, пылеватые с прослоями алевроитов.

Несколько отличный разрез вскрыт скважинами в бассейне верхнего течения р. Пяку-Пур. Здесь в интервале 81—107 м вскрываются глины зеленовато-серые, коричневато-серые тонкослоистые с тонкими включениями растительного детрита, прослойками каолинизированные. По внешнему облику они похожи на отложения лагернотомской свиты Тэмского Приобья. Сходный, но более сложный разрез вскрыт скважинами в бас. р. Казым (пос. Юильск) в интервале 95,4—151,5 м. Здесь в составе глин появляются прослойки песков. Указанная толща распространена локально и приурочена к долинообразным понижениям в кровле новомихайловской свиты. Мощность свиты от 20 до 100 м.

Спорово-пыльцевые спектры туртасской свиты однотипны по всей площади ее распространения и выделяются в комплекс, аналогичный описанному из отложений журавского горизонта Западной Сибири, датированному по стратиграфической схеме 1978 г. поздним олигоценом. На Обско-Охлымском междуречье в разрезе туртасской свиты встречаются многочисленные спиккулы губок и пресноводных грубопанцирных диатомей, ассоциация которых, по заключению Н. Т. Солововой, характерна для туртасской свиты.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ — МИОЦЕН

**Нижний миоцен.** А бросимовская свита ( $N_{1ab}$ ) залегает согласно на туртасской, отражая регрессивный этап Туртасского озера-моря. Свита имеет небольшое распространение и сохранилась от после-

дующего размыва лишь на участках новейших опусканий, где она вскрыта рядом скважин. Естественные выходы ее на поверхность имеются по р. Обь от пос. Ниж. Карымкары до пос. Бол. Атлым, а также в долинах правых притоков Оби — рек Лямин, Надым, Итьях, Ненсь-Юган и др. Свита представлена глинами коричневато-серыми, иногда сильно алевритистыми (до глинистых алевролитов) с многочисленными включениями лигнитизированных растительных и древесных остатков. Залегая согласно или со слабо выраженным размывом на туртасской свите, абросимовская свита отделяется от последней лишь по цвету и присутствию растительных остатков. Мощность от 25 до 60 м.

В описываемых отложениях установлен палинокомплекс, отражающий интразональный тип растительности — заболоченные пространства с болотным кипарисом.

Подобные спектры выделены в Западной Сибири из абросимовской свиты, ее самых нижних переходных (екатерининских) слоев, относимых одними авторами к верхам олигоцена, другими — к нижнему миоцену. В соответствии с действующей стратиграфической схемой, подобный палинокомплекс датируется началом раннего миоцена.

**Нижний—средний миоцен.** Бещеульская свита ( $N_1b\check{s}\check{c}$ ) выделена В. А. Николаевым (1947 г.) в долине р. Иртыш, ниже д. Карташово. В пределах описываемой территории к бещеульской свите впервые отнесен комплекс отложений, залегающих с размывом как на абросимовской свите, так и на более древних палеогеновых образованиях. Они имеют широкое распространение на правобережье р. Обь и в западной части, на Обь-Кондинском междуречье, приурочивается к наиболее высоким отметкам палеорельефа. Свита представлена преимущественно песками с подчиненными прослоями алевритов и глин, которые приурочены обычно к верхней части разреза.

Пески серые и светло-серые кварцевые тонко- и мелкозернистые с включениями растительных остатков, в основании иногда среднезернистые с гравием и мелкой галькой кремнистого состава и окатышами алевритистых глин. Пески хорошо сортированные.

Алевриты приурочены обычно к верхней части разреза. Это серые с буроватым оттенком и коричневато-серые породы, глинистые, слюдяные с прослоями темно-буровато-серых алевритистых глин, с включениями бурого растительного детрита. Свита в подобных фациях прослеживается западнее вплоть до Мал. Атлыма. Мощность от 8—10 до 25 и более метров. Состав спор и пыльцы, по данным И. А. Кульковой, позволяет время формирования осадков датировать миоценом, возможно его второй половиной, что соответствует бещеульской свите.

На разрезе к карте дочетвертичных образований не расчлененные отложения миоцена ( $N_1$ ) — абросимовская и бещеульская свиты показаны совместно ввиду их незначительной мощности.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения в пределах описываемой территории развиты повсеместно. Наиболее полные их разрезы, до 150 м и более, приурочены к древним погребенным долинам Оби, Казыма, Пяку-Пура и др.; на участках высокого залегания дочетвертичной поверхности мощности их резко сокращаются.

Вопросам четвертичной геологии района посвящены труды В. А. Обручева, В. Н. Сакса, С. Б. Шацкого, Г. И. Лазукова, В. А. Зубакова, И. А. Волкова, В. С. Волковой, С. А. Архипова, С. А. Троицкого, А. А. Земцова, П. П. Генералова и многих других [1, 2, 11, 12, 20, 21, 22, 24, 27, 28, 36, 46, 49, 51, 52].





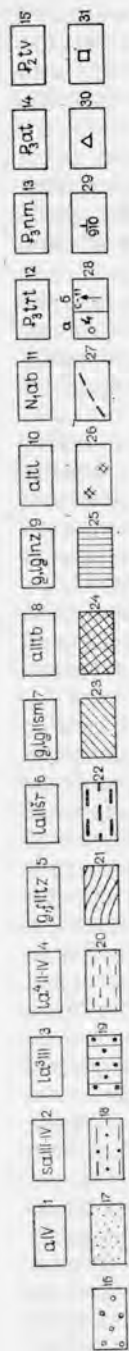


Рис. 3. Обобщенный геолого-литологический разрез Белогорского материка от пос. Октябрьский до г. Ханты-Мансийск. Составил А. Е. Бабушкин. Стратиграфические подразделения и генетические типы отложений (1—15): Современное звено. 1 — аллювий пойм. Верхнее, современное звено. 2 — субаэральные. Верхнее звено. 3 — озерно-аллювиальные третьей на пойменной террасы. Среднее звено. 4 — озерно-аллювиальные четвертой надпойменной террасы. Среднее звено. 5 — ледниковые (q), флювиогляциальные (f) тазовского горизонта. 6 — озерно-аллювиальные ширинского горизонта. 7 — ледниковые (q), озерно-ледниковые (lq), самаровского горизонта. 8 — аллювиальные тобольского горизонта. Нижнее звено. 9 — ледниковые (q), озерно-ледниковые низяжского горизонта. 10 — аллювиальные талагайкинское горизонта. Неогеновая система. Миоцен. 11 — абросимовская свита. Палеогеновая система. Оligocene. 12 — таргасская свита. 13 — новомихайловская свита. 14 — атламынская свита. Эоцен. 15 — тавдинская свита.

Литологический состав (16—23): 16 — галечники (накладывается на знак основной породы); 17 — пески. 18 — суглинки слоистые и неяснослоистые. 19 — суглинки моренные. 20 — глины песчаные. 21 — глины алевритистые, алевритистые, алевритистые, алевритистые. 22 — глины лигнитносные алевритистые. 23 — глины тонкие.

Прочие знаки (24—31): 24 — «отторженцы» в составе ледниковых четвертичных отложений. 25 — суглинки покровные лессовидные. 26 — лигнитизированные растительные остатки (накладываются на знак основной породы). 27 — линии новейших (гляциогенных) смещений. 28a — точки наблюдения Бабушкина А. Е., б — скважины. 29 — расстояние (км) от устья (по лощи). 30 — места отбора проб на термодиюминесцентные датировки (по Архипову С. А.). 31 — горизонты, охарактеризованные флорой диагональных песков (по различным авторам).

Примечание. На разрезе тонкими линиями показан современный рельеф Белогорского материка.

Территория располагается преимущественно в зоне максимального оледенения (Сибирювальский район), захватывая на севере зону морских трансгрессий и зырянского оледенения, а на юге — приледниковую зону. Сибирские Увалы занимают центральную, наиболее возвышенную часть территории и являются водоразделом как для северных, так и для южных рек, и только Обь прорезает их в западной части, где находятся уникальные по своей природе отложения ледниковых отложений Белогорского материка, детально описанные в трудах С. А. Архипова, П. П. Генералова, Г. И. Лазукова и др.

Расчленение четвертичных отложений производится в соответствии с региональной стратиграфической схемой Западно-Сибирской равнины, принятой Тюменским Межведомственным стратиграфическим совещанием в 1976 г. и утвержденной МСК СССР 30 января 1978 г. В отклонение от схемы к шайтанскому горизонту отнесены ледниковые образования, залегающие в основании четвертичного разреза, ниже талагайкинской свиты, а ледниковые и озерно-ледниковые отложения, заключенные между талагайкинской и тобольской свитами, выделены в низяжский горизонт (рис. 3).

### НИЖНЕЕ ЗВЕНО

**Шайтанский горизонт.**  
Шайтанская свита (g1št) включает в себя ледниковые отложения, залегающие в основании четвертичного разреза, ниже талагайкинское аллювия. Они приурочены к переуглубленным долинам Оби, Иртыша, Казыма, Пяку-Пура и на поверхность не выходят. Наиболее полные разрезы свиты (до 80—90 м) вскры-

ты скважинами в долинах р. Казым на глубинах от 80—90 до 160—170 м. Это суглинки и супеси темно-буровато-серые и зеленовато-серые плотные, неслоистые с гравием и галькой пород Уральской провинции (гнейсы, сланцы, кварц, кварцит, габбро, граниты, гранодиориты, амфиболиты, порфириды, зеленокаменные породы и др.). Нижние горизонты обогащены материалом местных пород: диатомитами, опоками, алевролитами. В верховьях р. Пяку-Пур моренные отложения выполняют глубокие долины, врезаемые в палеогеновые отложения, они имеют более глинистый состав и незначительное содержание обломочного материала, преимущественно местных пород: кварца, опоки, диатомитов. В нижнем Прииртышье в бассейнах Конды и Мал. Салыма моренноподобные суглинки, вскрытые скважинами под талагайкинской свитой, имеют небольшую мощность (до 7 м). Они подстилаются здесь, по данным Ю. А. Черепанова, толщей аллювиальных песков (яглинские слои), которые прослеживаются далеко на юг.

Из пород свиты в бас. р. Пяку-Пур выделены палинокомплексы смешанного типа. Наряду с пыльцой холоднолюбивых растений, типичных представителей ассоциации четвертичного периода, в них постоянно присутствуют переотложенные мел-палеогеновые формы, что характерно для всех ледниковых горизонтов Западной Сибири.

**Талагайкинский горизонт.** Талагайкинская свита (altl) выделена Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским [24] в долине р. Иртыш у пос. Семейка, в нее включены аллювиальные отложения древних речных долин. Свита распространена в бас. р. Обь, в нижнем течении Иртыша, по Бол. Салыму, Бол. и Мал. Югану, Кульегану и впервые выделена в пределах Сибирских Увалов, в бассейне р. Пяку-Пур, где она вскрыта скважинами Тромъеганской геологосъемочной партии. В бас. Иртыша талагайкинская свита в наиболее полных разрезах представлена как русловыми (песчаными), так и пойменными (суглинистыми) фациями, в основании свиты участками отмечается базальный горизонт, представленный разнозернистыми песками с гравием, галькой и реже валунами кварца, диабазы, опоквидных глин, песчаников, алевролитов, сидеритов. Наличие обломочного материала было отмечено И. А. Зайонцем в бас. р. Куль-Еган, где в аллювиальных талагайкинских песках на глубине 20 м от нижнего контакта самаровской морены (С. А. Архипов, 1975 г.) были встречены галька и гравий кремней, алевролитов, силитов, а также порфиритов и диабазов из группы «сибирских траппов». В долине Оби, ниже устья Иртыша, песчаные отложения, соответствующие гипсометрически талагайкинской свите (нижняя песчаная пачка Г. И. Лазукова [27]), залегают ниже уреза воды. Подошва их постепенно понижается от —36 м в районе г. Ханты-Мансийска до —50—80 м в районе пос. Октябрьский. Пески мелко- и тонкозернистые хорошо сортированные с включениями и прослоями растительного детрита с редким гравием и мелкой галькой. Песчаные отложения «нижней пачки» Г. И. Лазуков (1970 г.) сопоставляет с озерно-эстуарными отложениями, вскрытыми в долине р. Казым и выделенными в казымскую свиту. В бас. р. Пяку-Пур талагайкинская свита выполняет глубоко врезаемые ложбины. Она сложена здесь песками серыми до светло-серых, мелкозернистыми, в нижней части разнозернистыми с галькой и гравием кремнистых пород, углистых алевролитов, песчаников, долеритов, с подчиненными прослоями и включениями коричневатых глин. Севернее пески фациально замещаются глинами серыми и темно-серыми алевролитистыми, тонкослоистыми с растительным детритом с неправильными включениями и бобовинами виванита, мощностью 15 м, которые хорошо составляются с озерно-эстуарными отложениями р. Казым. Мощность свиты до 30—40 м.

Климат талагайкинского времени, по заключению С. Н. Никифоровой, был более благоприятным, чем современный, но со значительными

колебаниями сезонных температур. Во время формирования русловых фаций произрастали хвойно-широколиственные леса в условиях умеренно теплого с нарастающей влажностью климата. К концу талагайкинскому времени произошло похолодание, о чем свидетельствует наличие морозобойных клиньев и следов приотурбации в кровле свиты. Нижнечетвертичный возраст свиты подтверждается редкими находками остатков фауны тираспольского комплекса. Термолюминесцентный анализ образцов из кровли и основания талагайкинской свиты дал возраст  $320 \pm 65$  тыс. лет [2] и  $600 \pm 50$  тыс. лет [22].

Озерно-морские отложения (ImI) вскрыты скважинами в бас. р. Казым (инт. 60—100 м). Они ранее [27] были выделены в казымскую свиту, сопоставляемую по времени формирования с тобольской. Имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют, что они по возрасту соответствуют талагайкинской свите. Отложения представлены глинами коричневато-серыми и зеленовато-серыми с прослоями глинистых алевритов. Слоистость пород тонкая горизонтальная (ленточная). В верхней части преобладают глинистые алевриты с редкими глинистыми прослоями. В описываемых отложениях Н. В. Рубиной и З. В. Алешинской был выявлен комплекс пресноводно-солончатых диатомовых, свидетельствующих, вероятно, о формировании их в условиях эстуария, типа Обской губы, связанного с арктическим бассейном. Подобные глины вскрыты в верховьях Пяку-Пура, где намечается их переход в талагайкинские пески. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о существовании в это время климатической обстановки, близкой к современной. Мощность от 15 до 40 м и более.

**Низямский горизонт.** Низямская свита (gInz) включает в себя собственно-ледниковые отложения (низямская морена С. А. Архипова) и озерно-ледниковые отложения, которым в приледниковой зоне соответствует семейкинская свита.

Низямская морена (35—40 м) выделена С. А. Архиповым по р. Обь в пределах Белогорского материка около пос. Низям. Она прослеживается от устья р. Иртыш до пос. Октябрьский и севернее. Подошва морены (участками, возможно, вся морена) опускается ниже уреза воды р. Обь. Морена сложена серовато-бурыми массивными, плотными суглинками с включениями (до 3%) обломочного материала магматических, метаморфических и осадочных пород, среди которых наиболее характерны представители Уральской провинции: лейкократовые граниты, плагиогнейсы и разнообразные сланцы. Вблизи устья р. Иртыш и в районе г. Ханты-Мансийск низямская морена подстилается толщей ленточно-слоистых алевритистых глин «семейкинского» типа мощностью до 15—20 м. Наиболее полные и непрерывные разрезы низямской морены установлены в скважинах Тромъеганской геологосъемочной партии по профилю Сургут — верховье Пяку-Пура. При резко изменчивой мощности намечается общее ее увеличение в северном направлении от 3—4 до 20 и даже 40 м. Морена сложена суглинками серыми до темно-серых и буровато-серыми плотными, неслоистыми, грубыми с гравием и мелкой галькой кремнистых пород, черных углистых алевролитов, опок, сидеритов с отдельными неправильными прослоями и блоками черных (палеоценовых) глин. Моренный горизонт почти повсеместно подстилается глинами ленточно-слоистыми, плотными с включениями тонкорасеянного растительного детрита мощностью до 10—15 м. Характер спорово-пыльцевых комплексов, полученных из этих глин, по определению В. С. Волковой, указывает на развитие в это время лесотундровых ландшафтов, резко отличных от современных. Климат был холодный. Осадки отлагались в условиях заболоченных березовых редколесий. Существенная роль принадлежала кустарниковым. Сходные палиноспектры, по заключению В. С. Волковой, имеют озерно-ледниковые отложения в районе г. Ханты-Мансийск, которые относятся рядом исследу-

дователей к семейкинской свите. Моренные суглинки верхней части разреза свиты содержат единичные спорово-пыльцевые спектры четвертичного облика и массу переотложенных спикул губок и мел-палеогеновых форм. Из отложений морены в разрезе Белогорского материка (Богдашкин Яр) С. А. Архиповым была получена термолюминесцентная датировка в  $390 \pm 80$  тыс. лет, а из подстилающих глин — в  $550 \pm 100$  тыс. лет, определяющая нижнечетвертичный возраст отложений.

Семейкинская свита (lgIsmk) выделена В. С. Волковой [11] по р. Иртыш около пос. Семейка. Это комплекс суглинистых озерно-ледниковых отложений, выделяемых в фацию «сизых суглинков» (Сукачев В. И., 1934 г.). Подошва свиты располагается на абс. отметках от 24 (пос. Кирово) до 39 м (ур. Пельтып). В разрезах по р. Иртыш свита сложена глинами голубовато-зеленовато-серыми (до сизых) с характерной ленточной слоистостью с желваками сидеритов, рассеянным растительным детритом и прослойками намывного торфа. Для нижней части характерны более грубая и менее правильная слоистость и наличие сингенетических деформаций, для верхней — четко выраженная слоистость и плитчатость. Наиболее полный разрез свиты описан Ю. П. Черепановым в районе ур. Пельтып. Им выделяется три пачки: нижняя (10 м) с более грубой и менее правильной слоистостью, средняя (8—9 м) с отчетливой ленточной (сезонной) слоистостью и однородным составом и верхняя (15—16 м) — неслоистые и неяснослоистые глины с «мегакластами». На наш взгляд, к собственно семейкинской свите следует отнести нижнюю и среднюю пачку, а верхняя пачка может быть сопоставлена с низямской мореной Белогорья. Мощность 12—17 м.

Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский считают, что в период формирования свиты при довольно суровом климате существовали безлесные ландшафты. Эти выводы подтверждаются палинологическими исследованиями В. С. Волковой. В разрезе установлен комплекс диатомовых, в котором преобладают холоднолюбивые и аркто-бореальные. Подобные виды имеются в современных стоячих водоемах Уренгойской тундры. По данным С. А. Архипова, возраст семейкинской свиты у пос. Семейка по термолюминесцентным датировкам определяется в  $380 \pm 65$  тыс. лет, что не противоречит отнесению ее к нижнему звену четвертичной системы.

### СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

**Тобольский горизонт.** Тобольская свита (alI**tb**) выделена С. Б. Шацким в бас. р. Обь как толща аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений, охарактеризованных флорой «диагональных песков» [51, 52]. Отложения выходят на поверхность по Оби в пределах Белогорского материка и в районе г. Сургут, по рекам Иртыш, Бол. Салым, Мал. и Бол. Балык, Юган, Негус-Ях, Куль-Еган и вскрыты скважинами в центральной части Сибирских Увалов по профилю Сургут — верховье Пяку-Пура (карта четвертичных отложений). Здесь к тобольским отнесена толща песчаных отложений мощностью от 5—10 до 40—50 м, залегающая с размывом как на низямских и семейкинских, так и на более древних отложениях. Свита сложена обычно сравнительно однородной толщей неравномернозернистых горизонтально- и косослоистых кварцевых и полевошпатово-кварцевых песков, содержащих растительные остатки, а иногда прослойки и линзы глин и суглинков. В основании пески, как правило, мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые с гравием и галькой пород различного состава. Размер песчаной фракции и количество обломочного материала возрастает в разрезах правобережной части Оби, где размыву подверглись ледниковые и флювиогляци-

альные отложения низямского горизонта. В наиболее полных разрезах свиты на левобережье Оби в ее кровле наблюдается хорошо развитый горизонт почв со следами мерзлотных деформаций. Легкая фракция песков представлена кварцем (52—62 %) и полевыми шпатами (30—40 %), присутствует зеленая слюдка, глауконит, органогенный опал. В тяжелой фракции преобладают рудные (магнетит, ильменит), эпидот-цонзит и обыкновенная роговая обманка. Отмечено возрастание кварца и рудных минералов с севера на юг.

Тобольская свита содержит богатые комплексы семенной флоры, получившей название «флоры диагональных песков», по которой возраст свиты определяется как миндель-рисский (Волкова В. С., Волков, Левина и др.). По составу спорово-пыльцевых комплексов, нижняя часть разреза отвечает климатическому оптимуму досамаровского межледниковья, верхняя — предшествует ледниковью.

Н. Г. Смирновым и А. В. Бородиным из разрезов «диагональных песков» широтного течения р. Обь (Мега, Бол. Юган) и низовьев Иртыша были проведены сборы остатков грызунов. По их заключению, эволюционный уровень животных сопоставим со средне-позднетираспольскими фаунами других районов, что не противоречит отнесению тобольской свиты к началу среднечетвертичного времени.

С. А. Архиповым из отложений тобольского межледниковья в пределах Белогорского материка (Кормужихантский яр) была получена термолюминесцентная дата  $390 \pm 80$  тыс. лет, которая согласуется с этими выводами.

**Самаровский горизонт** включает в себя комплекс ледниковых отложений собственно самаровской свиты, которому в приледниковой зоне соответствует нижняя часть сузгунской толщи.

Нижняя часть сузгунской толщи (lg, gIIsz<sub>1</sub>) представлена озерно-ледниковыми ленточными глинами и слоистыми алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами с растительными остатками и конкрециями и линзообразными прослоями сидеритов. Мощность от 7—12 до 14—20 м. На нижнем контакте моренных суглинков участками (с. Семейка) наблюдаются деформации и смятия подстилающих пород, а в самой морене находятся отторженцы дочетвертичных пород. Спорво-пыльцевые спектры из ленточных глин свидетельствуют, что в период их формирования по краям бассейна существовали разреженные северотаежные леса с древостоем из ели, лиственницы, березы, пихты, кедра с гипновыми болотами и прибрежной травяной растительностью. В конце периода происходит заметное похолодание, отмеченное увеличением числа остатков карликовой березы и появлением плаунов. Имеется точка зрения [24], в соответствии с которой чурымская свита и морены краевой зоны самаровского оледенения не входят в сузгунскую толщу, которая ограничивается только озерно-аллювиальными отложениями.

Самаровская свита (g, IgIIs<sub>m</sub>) сложена ледниковыми и озерно-ледниковыми, а также флювиогляциальными отложениями, имеющими площадное распространение на правобережье р. Обь в пределах Сибирских Увалов. Отдельные изолированные выходы морен известны на левобережье Оби в бас. р. Бол. Юган, у юрт Еутских, в районе Ханты-Мансийска, в ур. Пельтып и других местах, где они образуют сложные фациальные переходы с озерно-ледниковыми отложениями нижней части сузгунской толщи. Подошва свиты располагается на абс. отметках от 30—35 до 50 м (в долине Оби), поднимаясь на водоразделах до 90—100 и даже 150—160 м (Аганский материк). В западной части территории свита полностью размыта.

Ледниковые отложения представлены суглинками и супесями буровато-серыми, темно-серыми, участками рыжеватыми, плотными, оскольчатыми, неслоистыми, грубыми с линзами, прослоями и обособленными

блоками песков и глин с включениями обломочного материала различных пород. Участками в нижней части разреза в суглинках проявляется отчетливая плитчатая отдельность. В пределах Белогорского материка к самаровской свите отнесены карымкарская и халапантская морены С. А. Архипова, образующие практически единый горизонт и характеризующиеся, по данным термолюминесцентного анализа, «относительной одновозрастностью» [2]. Состав обломочного материала в моренах характеризуется по площади определенной закономерностью. В восточной части территории (до меридиана р. Пим) в составе его преобладают породы Сибирской и Западно-Сибирской субпровинции: кварц, опок, углистые алевролиты, карбонатные породы, песчаники, основные породы типа Сибирских траппов. В районе г. Сургут в русле р. Черная А. А. Земцовым [20] были найдены валуны песчаников, характерные для каменноугольных отложений Сибирской платформы и Таймыра. В западной части территории, наряду с местными породами, отмечается разнообразный материал уральского типа: гранитоиды, породы среднего, основного, ультраосновного составов, сланцы, гнейсы и др.

Минералогический анализ валуновых суглинков показывает, что в составе их тяжелой фракции преобладают рудные, пироксены, амфиболы и эпидот. В подчиненном количестве присутствуют турмалины, циркон, гранат и прочие. По составу преобладающих минералов выделяются три основные минералогические зоны: западная — амфибол-эпидотовая; восточная — эпидот-пироксеновая и северная (до широтного течения р. Пур) — рудная, циркон-эпидотовая.

В составе моренного горизонта присутствуют также нередко обособленные тела и блоки («отторженцы») палеогеновых (г. Ханты-Мансийск, Белогорский материк и др.), меловых (реки Лямин, Лыхма) и даже юрских пород (р. Юган, юрты Еутские) размером от первых десятков и сотен метров до 1,5—2 км в поперечнике.

Одним из характерных признаков морены является наличие в ней массы переотложенных палеонтологических остатков из меловых, третичных и юрских отложений, что объясняется ассимиляцией их из подстилающихся пород движущимися ледниковыми покровами и последующим смешением этих своеобразных «отторженцев». В то же время в валуновых суглинках отсутствует или присутствует в небольших количествах антропогенная фауна и флора, что свидетельствует об очень суровых климатических условиях времени их формирования, чаще всего квалифицируемых исследователями как ландшафт арктической пустыни. Мощность ледниковых отложений колеблется от 5—8 до 18—30 м и более. В основании моренной толщи повсеместно прослеживается горизонт (до 10—15 м) коричневатого-темно-серых, обычно слоистых и тонкослоистых алевритистых глин с бурым растительным детритом озерно-ледникового типа.

Возраст свиты определяется по положению в разрезе. Термолюминесцентные датировки морены из Новокарымкарского яра (Белогорский материк), по С. А. Архипову, дают возраст в  $200 \pm 28$  тыс. лет.

Флювиогляциальные отложения самаровской свиты пользуются сравнительно небольшим распространением, что объясняется размывом их в последующее ширтинское время. Выходы их отмечены в бассейнах рек Назым и Пяку-Пур, на Назым-Ляминском междуречье, в районе г. Сургут и на водоразделе рек Обь—Конда. Они представлены песками разнозернистыми (от мелко- до грубозернистыми) косослоистыми слабоглинистыми с галькой и гравием различных пород. Пески залегают на неровной размытой поверхности «валуновых суглинков», иногда образуя неправильные прослои и линзы среди последних. Обломочный материал сосредоточен в маломощных прослоях, подчеркивающих косую слоистость, а также распределен неравномерно в общей массе. Количество и крупность обломочного материала возрастают к нижнему контакту, где

пески обычно сильно ожелезнены. Для песков характерны гляциодислокации разрывного характера с амплитудой смещения от первых сантиметров до 0,5—0,6 м и более. Пески кварцевые (80—100 %) с подчиненным содержанием полевых шпатов (4,8—13,1 %) и слюд. Мощность невыдержанная от первых до 8—10 м и более, максимальная приурочена к долине р. Пяку-Пур. Возраст определяется по положению в разрезе.

**Ширтинский горизонт.** Ширтинская свита (Iallšr) залегает с разрывом на морене самаровского горизонта, участками непосредственно на тобольском аллювии. Подошва свиты располагается на абсолютных отметках от 40—50 до 100—120 м, поднимаясь в западной части Сибирских Увалов до 140 м. В разрезе свиты выделяется две пачки пород: нижняя — песчанистая и верхняя — глинистая.

Нижняя представлена песками серыми, синевато-серыми от тонко- до мелко- и среднезернистых. Крупность песчаной фракции закономерно увеличивается сверху вниз к основанию пачки, где обычно присутствуют галька и гравий различных пород. На участках, где отложения залегают непосредственно на флювиогляциальных песках самаровского горизонта, контакт их с последними в большей степени условный. Для песков верхней части характерна повышенная глинистость и присутствие растительного детрита. Участками наблюдается выпадение песчаной пачки из разреза (Богдашкин Яр), и вышележащие глинистые отложения залегают непосредственно на самаровской морене.

Верхняя пачка представлена глинами, суглинками, алевроитами темно-серыми, буровато-серыми, иногда с зеленоватыми оттенками, горизонтально-слоистыми, иловатыми, плотными с растительными остатками и характерным болотным запахом. В наиболее полных разрезах на глинистой пачке залегают тонкозернистые горизонтально- и волнисто-слоистые пески с растительным детритом и прослоями супесей и суглинков, которые полностью замещают глинистую пачку.

В верховьях р. Пяку-Пур (в скв. на глубине 17,6 м) из основания глинистой пачки были получены спорово-пыльцевые комплексы с пылью древесных пород (до 74 %), среди которых преобладает сосна (49 %), береза (27 %), кустарниковая береза (5,4 %), ольха (6,7 %). Присутствует пихта. Пыльца трав принадлежит злакам, споры представлены сфагновыми мхами (39 %) и папоротниками (до 60 %). Имеются переотложенные спикеры губок, водорослей и пыльца третичных растений. По заключению В. С. Волковой, отложения формировались в условиях северной тайги. Выше по разрезу (глубина 14 м) наблюдается уменьшение количества древесных, возрастает содержание березы (28,5 %) и уменьшается — сосны (до 22 %), что свидетельствует о прогрессирующем похолодании, соответствующем тазовскому оледенению. На Белогорском материке (Богдашкин Яр) из суглинков, залегающих выше самаровской (халапантской) морены, А. С. Архиповым получена термолюминесцентная дата в  $180 \pm 40$  тыс. лет, что соответствует верхам ширтинского горизонта.

**Тазовский горизонт** представлен тазовской свитой, которая включает комплекс конечно-моренных образований и зандры тазовского оледенения. Эти отложения слагают водораздел центральной части Сибирских Увалов, наклоненную к югу от него обширную зандровую равнину, и выделяются в разрезе Белогорского материка.

Ледниковые и озерно-ледниковые отложения (g, IgIltz) образуют изолированные резко выклинивающиеся тела валунных суглинков и ленточных глин, залегающие обычно в основании горизонта.

Ледниковые отложения в разрезе Белогорского материка Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским были выделены как белогорская морена (1961), С. А. Архиповым — как кормужихантская (1978). Они пред-

ставлены валунными суглинками светло-бурого и зеленоватого цветов с мелкой комковатой отдельностью. Содержание обломочного материала от 0,11 до 0,75 %. Ледниковые отложения развиты также на Сибирских Увалах. Состав обломочного материала в западной части отражает влияние Уральской провинции: гранитоиды, ультраосновные породы, сланцы, гнейсы; в восточной, Сибирской — породы траппового ряда. Присутствуют также обломки песчаников, известняков, алевролитов, опок, сидеритов, а также опалов, халцедонов, широко развитые севернее описываемого района. Для покровных галечников характерна сильная выветрелость крупнообломочного материала, за счет чего цвет породы становится бурым и красно-бурым. Возраст описываемых отложений определяется положением в разрезе. В пределах Белогорского материка (Кормужихантский Яр) из основания кормужихантской морены С. А. Архиповым была получена термолюминесцентная датировка в  $110 \pm 27$  тыс. лет, что не противоречит отнесению ее к верхам среднего звена четвертичной системы.

Флювиогляциальные отложения (flltz) представлены песками с гравием, галькой и валунами. В пределах Сибирских Увалов они образуют холмы и гряды различного направления, высотой до 30—40 м, которые интерпретируются как лимнокамы. Грубообломочный материал приурочен обычно к поверхности холмов, как бы плащом покрывая последние. Легкая фракция песков в центральной части Сибирских Увалов представлена преимущественно кварцем (79 %) и полевым шпатом (20 %). В составе тяжелой фракции присутствуют рудные (40—60 %), эпидот (8—26 %), гранат (3—9 %), циркон (10—11 %) при незначительном содержании пироксенов и амфиболов. Восточнее, в бас. р. Вах, содержание пироксенов резко увеличивается (от 10 до 80 %) за счет уменьшения эпидота и рудных. Для Надым-Обского междуречья установлено закономерное увеличение в юго-западном направлении содержания амфиболов (от 5 до 15 %) и эпидота за счет сокращения рудных.

Флювиогляциальные и аллювиальные отложения (f, alltz) образуют обширную задровую равнину, окаймляющую с юга тазовскую морену. Представлены они песками мелко-среднезернистыми, иногда грубозернистыми с гравием, галькой и валунами пород различного состава. Характерно уменьшение размера песчаной фракции и количества обломочного материала с севера на юг по мере удаления от края морены.

Имеются основания предполагать, что по латерали флювиогляциальные отложения в пределах данного поля сменяются речными, которые в более южных районах отвечают верхним горизонтам верхней подсвиты сузгунской свиты, а частично, возможно, и нижней части аллювия четвертой надпойменной террасы.

**Ширтинский и тазовский горизонты нерасчлененные.** Верхняя часть сузгунской толщи (l, allsz<sub>2</sub>) имеет широкое распространение, слагая все Обь-Иртышское междуречье. Представлена озерными и аллювиальными отложениями, по времени формирования соответствующими ширтинскому и тазовскому горизонтам. Подсвета повсеместно представлена серыми, буровато-серыми и коричневатыми суглинками, супесями и глинами, иногда неяснослоистыми, с тонким растительным детритом с одним или двумя горизонтами почв. На правобережье р. Иртыш в основании подсветы наблюдается базальный горизонт (1—2 м), представленный грубозернистым песком с галькой и гравием кристаллических пород и окатышами подстилающих глин.

В разрезе верхней части сузгунской толщи повсеместно наблюдаются мерзлотные деформации, приуроченные преимущественно к горизонтам почв. Минеральный состав отложений верхней части сузгунской толщи отличается от нижней резким сокращением в тяжелой фракции



пироксенов, роговой обманки и эпидота при возрастании рудных (магнетит, ильменит). В легкой фракции наблюдается вверх по разрезу увеличение кварца при одновременном уменьшении полевых шпатов. Палиноспектры из отложений нижней части разреза верхней части сузгунской толщи представлены типично лесными спектрами, на основании чего Н. Б. Дрожая делает вывод о весьма благоприятной обстановке этого времени. Спектры из верхней части разреза указывают на весьма суровые климатические условия, что может быть связано с тазовским похолоданием. В сузгунской толще обнаружены остатки крупных млекопитающих, принадлежащих к хазарскому и верхнепалеолитическому комплексам

### СРЕДНЕЕ — ВЕРХНЕЕ ЗВЕНЬЯ

Озерно-аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (Ia<sub>4</sub>II—III) широко распространены. К ним отнесена толща песков, супесей и суглинков, залегающих с размывом как на отложениях тазовского горизонта и верхней подсвиты сузгунской свиты, так и на более древних образованиях и по своему положению соответствующих ялбыньинской свите Ю. Ф. Захарова. Отложения имеют плащеобразный характер, подошва их располагается на абс. отметках от 70—85 м на левобережье р. Обь, до 110—120 м в пределах Сибирских Увалов, отделяясь от вышележащей поверхности снивелированным, но участками хорошо выраженным уступом.

На правобережье Оби в составе террасы преобладают пески и лишь вдоль южной оконечности Белогорского материка и в бассейне нижнего течения Иртыша в ее составе существенную роль приобретают глинистые отложения. Пески преимущественно тонко-мелкозернистые глинистые, горизонтально-косослоистые с включениями растительных остатков. В основании обычно фиксируется базальный горизонт галечников и окатыши подстилающих глин.

В бас. р. Иртыш в разрезе террасы выделяются аллювиальные (руслые и пойменные) и озерные фракции. Первые представлены преимущественно песками, в нижней части мелко-, среднезернистыми, косослоистыми, в верхней — мелко-, тонкозернистыми горизонтально- и волнисто-слоистыми с прослоями супесей и алевроитов, с включениями растительных остатков и редкими обломками раковин. Мощность песчаных отложений колеблется от 1—3 до 16—18 м.

Озерные отложения представлены достаточно монотонной толщей (до 15—18 м) серых, темно-серых с сизоватым оттенком суглинков и алевроитистых глин с маломощными прослоями в нижней части разреза тонкозернистых песков. В бас. р. Конда и в долинах более мелких водотоков озерные глинистые отложения замещаются аллювиальными песками. Минеральный состав тяжелой фракции песков в бас. Иртыша амфибол-эпидот-магнетит-ильменитовый. Восточнее, на правобережье Оби, возрастает содержание рудных (магнетита, ильменита) за счет сокращения эпидота и амфиболов, появляются пироксены. В легкой фракции в этом же направлении наблюдается увеличение кварца за счет сокращения полевых шпатов. По разрезу террасы от песков к глинам заметно увеличивается содержание амфиболов и уменьшается количество рудных вместе с уменьшением кварца в легкой фракции.

Палинологические данные указывают, что климатическая обстановка времени накопления отложений четвертой террасы близка к современной, и поэтому она сопоставляется с казанцевским межледниковьем. Начало формирования террасы относится к концу среднечетвертичного времени.

Озерно-аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы ( $1a_3III$ ) выделены в бас. р. Обь и ее наиболее крупных притоков, а также в бассейнах рек Пяку-Пур и Еты-Пур. Поверхность террасы располагается на абс. отметках от 60 до 70 м, увеличиваясь до 80 м в верхних течениях наиболее крупных притоков. От более высоких уровней терраса отделяется сnivelированным уступом (2—5 м), который довольно четко выражен на левобережье Оби, в то время как на правобережье маскируется болотами и проводится условно. Общей особенностью террасы является существенно суглинистый состав ее на левобережье Оби и песчаный на правобережье. В левобережной части в разрезе террасы выделяются озерная, пойменная и русловая фации. Озерные и пойменные (15—20 м) представлены суглинками и супесями горизонтально-слоистыми и волнисто-слоистыми; русловые (до 13,5 м) — песками тонкозернистыми глинистыми с растительным детритом, с подчиненными прослоями супесей и суглинков. На правобережье Оби терраса сложена в верхней части мелкозернистыми, глинистыми нередко горизонтально-слоистыми песками, ниже — мелко-, среднезернистыми, косослоистыми песками, участками с базальными галечниками в основании. На Белогорском материке описываемые отложения установлены в разрезах Кормужихантского Яра и выше устья р. Чукаревская. Здесь в верхней части разреза залегают глины темно-буровато-серые с зеленоватым оттенком песчанистые с включениями бурого растительного детрита и прослоями торфа. Термолюминесцентный анализ этих глин дал дату в  $75 \pm 15$  тыс. лет, что позволяет ограничить время формирования террасы нижнезырянским похолоданием.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы ( $a_2III$ ) распространены в бас. р. Обь и ее крупных притоков. Ширина террасы от 16—20 до 30—45 км. Поверхность террасы располагается на абс. отметках от 40 до 60 м, отделяясь от более высокого уровня обычно четко выраженным уступом высотой до 10 м, который легко дешифрируется на аэрофотоснимках. На правом берегу широтного течения Оби уступ выражен обычно довольно слабо. В наиболее полных разрезах на левом, а также на правом берегах Оби терраса состоит из двух пачек: нижней — песчаной и верхней — глинистой. Нижняя (русловая) сложена в верхней части мелкозернистыми пылеватыми песками с маломощными линзами суглинков. Ниже по разрезу крупность песчаной фракции увеличивается, пески становятся разнозернистыми (до средне-, крупнозернистых), в основании участками появляются галька и гравий изверженных и метаморфических пород, обломки древесины и окатыши глин. Мощность от 7—9 до 20—25 м. Верхняя (половодная) пачка представлена суглинками, супесями и глинами с подчиненными прослоями песков. Мощность от 5—10 до 20 м. В долине Оби, на приподнятых участках цоколей, а также в средних течениях правобережных притоков (Сороминская, Аган и др.) супесяи и суглинки замещаются мелкими пылеватыми песками с четкой горизонтальной слоистостью, и терраса приобретает существенно песчаный состав. В разрезах террасы в основании верхней пачки наблюдаются обычно горизонты криотурбаций и инволюций, свидетельствующие о существенном похолодании в период ее формирования. В отложениях террасы по р. Бол. Юган В. И. Громыным были обнаружены остатки костей млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. У д. Мега Л. И. Зайонцем были отмыты кости мелких грызунов, которые, по мнению В. С. Зажигина, характеризуют возраст отложений как верхнеплейстоценовый. Из этого обнажения получены радиоуглеродные даты в  $33\ 100 \pm 2\ 300$  и  $21\ 300 \pm 500$  лет, что позволяет сопоставить эти отло-

жения с каргинским и сартанским горизонтами (уртамские и колпашевские слои С. А. Архипова).

### **ВЕРХНЕЕ — СОВРЕМЕННОЕ ЗВЕНЬЯ**

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a<sub>1</sub>III—IV) прослеживаются повсеместно в долинах рек Обь, Иртыш и их притоков, в пределах абс. отметок 30—40 м, отделяясь от II террасы уступом-склоном высотой от 2—5 до 10 м. На левобережье Оби терраса имеет отчетливо двучленное строение. В нижней ее части залегают пески русловой фации с базальными галечниками в основании мощностью от 10—15 до 20 м. Пески мелкие, реже тонкие горизонтально- и косослоистые с прослоями супесей и суглинков, с включениями древесных и растительных остатков. В нижнем течении Иртыша и меридиональном отрезке Оби пески более тонкие, слюдистые. Верхняя часть разреза представлена пойменными фациями: суглинками и супесями с подчиненными прослоями песков и алевритов. Мощность 10—15 м.

В долинах правобережных притоков Оби (Назыма, Лямина, Казыма, Агана) терраса повсеместно сложена тонко- и мелкозернистыми песками, в бас. р. Вах крупность песчаной фракции возрастает, появляется базальный горизонт галечников. Пойменные фации либо полностью отсутствуют, либо имеют небольшую (2—3 м) мощность. Верхнечетвертичный возраст отложений подтверждается находками позднего мамонта (определение Э. А. Вангенгейм) в разрезе у пос. Кировск на Иртыше.

### **СОВРЕМЕННОЕ ЗВЕНО**

К современным отложениям относятся аллювий пойм, золотые и озерно-болотные отложения.

Аллювиальные отложения пойм (aIV) прослеживаются в долинах всех водотоков и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Ширина поймы р. Обь колеблется от 1,5 до 3,5—4 км. Абсолютные отметки кровли вниз по течению закономерно понижаются от 37—40 м в устье р. Вах до 18—20 м в районе пос. Октябрьский. Выделяются низкий (2—5 м) и высокий (5—6 м) уровни пойм, соответствующие двум генерациям аллювия. В пределах низкой поймы хорошо выделяется система прирусловых валов, высокая пойма характеризуется сглаженным рельефом, наличием почвенного и растительного покрова.

Аллювий пойм Оби и Иртыша на большей части разделяется на русловую и пойменную фации с преобладанием первой. В основании русловой пачки песков, как правило, фиксируется базальный горизонт, представленный разнозернистыми песками с гравием и галькой различных пород.

Пойменная часть разреза (от 4—8 до 12 м) представлена сложным переслаиванием супесей, суглинков и реже алевритов, нередко с тонкой горизонтальной слоистостью с включениями органического вещества и мелких конкреций виванита.

В долинах мелких притоков в разрезе пойм преобладают русловые фации, пески существенно грубеют, а роль супесчано-суглинистых отложений сокращается. На Обь-Ляминском междуречье, где размыты подвергают ледниковые отложения самаровского горизонта, пойменный аллювий интенсивно обогащен галькой и гравием различных пород. На правобережье субмеридионального отрезка Оби, прилегающего к Белогорью, на отдельных участках поймы наблюдаются своеобразные «валунные мостовые» из пород уральского типа. Мощность поймен-

ного аллювия от 10 до 20 и даже 30 м, с сокращением до первых метров на мелких притоках. По материалам В. А. Зубакова [21, 22], возраст пойменного аллювия определяется в  $9600 \pm 100$  лет, что соответствует голоцену.

Золотые отложения (vIV) слагают на правом берегу р. Оби вдоль почти всех водотоков узкие гряды, которые зачастую полностью занимают сдранированные бровки террас и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Они представлены мелко- и тонкозернистыми хорошо сортированными песками с отчетливой наклонной слоистостью. Наиболее низкой поверхностью, на которой развиты золотые пески, является первая надпойменная терраса, с которой они переходят на более древние элементы рельефа и постепенно теряются среди обширных болот под торфяниками.

В юго-западной части территории, на Иртыш-Кондинском междуречье, золотые пески слагают гряды на поверхности II надпойменной террасы. Ориентировка гряд в соответствии с направлением господствующих ветров юго-западная—северо-восточная. Мощность песков от 2—3 до 5 м.

Озерно-болотные отложения пользуются чрезвычайно широким распространением, занимая около 60 % территории. Они располагаются на самых различных уровнях, перекрывая практически все генетические типы четвертичных отложений. Выделяются низинные, переходные и верховые торфяники.

Низинные торфа имеют темно-коричневую или черную окраску, характеризуются хорошей или средней степенью разложения (20—55 %), высокой зольностью (от 3 до 67 %). Мощность от 0,7—1,0 до 4,0 м.

При переходе к верховым торф значительно осветляется, уменьшается (до 10—40 %) степень его разложения, а также зольность (3—22 %) и плотность.

Верховые торфа обладают низкой степенью разложения и зольностью, светлой зеленовато-коричневой окраской, малой плотностью и максимальной обводненностью. Мощность торфяников 3—5 м.

Имеющиеся радиоуглеродные датировки позволяют ограничить начало формирования торфяников 10 000 тыс. лет, верхний их возраст  $200 \pm 50$  лет.

## КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Древний элювий в рассматриваемом регионе изучался только по разрезам глубоких скважин и в связи с низким выносом зерна и невысокой крепостью самих образований, интенсивно размывшихся в процессе бурения, изучен фрагментарно. Мощность кор выветривания, всегда деградированных или размытых, оценивалась по каротажным диаграммам, т. е. в значительной мере условно.

В настоящее время выявлены образования кор выветривания на трех стратиграфических уровнях: на породах палеозоя, перекрытых туринской серией (триас), на базальтах туринской серии, перекрытых нижнеюрской толщей, и в нижнемеловой толще. Коры выветривания по палеозойским образованиям установлены на гранитах (Красноленинский свод, Ханты-Мансийская впадина—скв. 184-р и др.), порфирах, диабазов, различных сланцев и других породах; в карбонатных толщах выявлены лишь кремнистые и сферосидеритовые стяжения, а также ноздреватость пород. В кровле терригенно-карбонатных пород, развитых вдоль склона Красноленинского поднятия, ниже тюменской свиты вскрыты глинистые образования, представленные каолинитом, хлоритом и монтмориллонитом с гидрослюдой. На гранитах и эффузивах состав образований существенно иной. Мощность образований достигает 30—100 м, хотя местами может быть и больше.

На склонах Красноленинского свода эти образования прослеживаются вдоль него и, вероятно, имеют линейный характер распространения. В Ханты-Мансийской впадине они скорее развиты в виде широкой площади (скв. 3, 5, 14 Ханты-Мансийской площади, 34-р Западно-Фроловской, 16-р Селияровской, 20-р Эргинской, 184-р Салымской и др.).

Площадного типа сильно размытая кора выветривания наблюдается по кварцевым порфирам (Покачевская площадь — скв. 41, 17; Поточная площадь — скв. 45; Чумпасская площадь — скв. 173 и др.). Это сильно отбеленные кварцевые порфиры и каолиновые глины мощностью более 40 м. По глинистым сланцам девона кора выветривания выявлена на Северо-Синторской площади.

Перекрытие туринской серией такой коры установлено на Малоатламской площади, а также на Талинском месторождении (скв. 815-р). По породам туринской серии глинистые каолиновые образования выявлены на Вачимской (скв. 1, 4), Восточно-Моховой (скв. 202), Федоровской (скв. 61, 69, 131), Омбинской (скв. 2-II) и других площадях. Здесь глинистые образования повсеместно сохранили структуру первоначальных коренных пород (базальтов и долеритов) и имеют мощность всего первые десятки метров.

В нижнемеловых отложениях глинистый элювий первоначально был выявлен на Покачевской площади Нижневартовского свода, затем на восточном склоне Сургутского свода (Высоцкий, 1982 г.). На Сургутском своде толщи каолина достигают 2—3 м и развиты в верхнем валанжине (BC<sub>8</sub>—BC<sub>6</sub>) и готериве (BC<sub>4-1</sub>, AB<sub>6-4</sub>), на Нижневартовском своде — в верхах баррема под пластом АВ<sub>1</sub>.

---

---

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На рассматриваемой территории интрузивные породы в ряде случаев подсечены скважинами и исследован их состав. Распространение интрузивных тел и их состав показаны на основании геофизических данных и закономерностей распространения в складчатых сооружениях, полученных при геологическом картировании.

### ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди палеозойских интрузий выделены ранне-среднепалеозойские граниты и плагиограниты ( $\gamma\text{PZ}_{1-2}$ ), гранодиориты ( $\gamma\delta\text{PZ}_{1-2}$ ), а также ранне-позднепалеозойские граниты и плагиограниты ( $\gamma\text{PZ}_{1-3}$ ), широко распространенные в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива. На Краснотенинском своде среди кристаллических сланцев выявлены биотитовые и двуслюдяные гранито-гнейсы и гнейсы, пронизанные жилами и линзами лейкократовых гранитов. Гранитоиды вскрыты также на Нялинской и Селяровской площадях. Повсеместно гранитоидные массивы имеют сложное строение, обусловленное неоднофазовой активностью.

Среднепалеозойские гипербазиты, серпентиниты ( $\Sigma\text{PZ}_2$ ) развиты вдоль глубинного разлома на Усть-Балыкской площади. В скв. 61 и 234 вскрыты серпентиниты, аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты.

В районе Бол. Салыма среди среднепалеозойских массивов выделены габбро, диориты ( $\nu\text{PZ}_2$ ), гранодиориты ( $\gamma\delta\text{PZ}_2$ ), граниты и плагиограниты ( $\gamma\text{PZ}_2$ ), а также позднепалеозойские граниты и плагиограниты ( $\gamma\text{PZ}_3$ ). Последние выделены по геофизическим данным.

### ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Триасовые траппы, представленные габбро и долеритами ( $\nu\text{T}$ ), вскрыты на Саймовской площади в скв. 1, где среди интенсивно измененных гидротермальными процессами базальтов содержатся тела долеритов.

## ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория располагается в центральной части Западно-Сибирской плиты. Мезозойско-кайнозойский платформенный чехол начинается с ранне-среднеюрских отложений и ложится на фундамент, в котором выделяется два структурных этажа. Нижний, или складчатый, представлен метаморфизованными, сильно дислоцированными породами докембрия и палеозоя, прорванными интрузиями различного состава и возраста. Верхний этаж фундамента сложен формациями межгорных и наложенных впадин позднего палеозоя и ранне-го—среднего триаса, мощность которых составляет 1,5—2 км. Особым типом структур фундамента являются ранне-среднетриасовые грабен-рифты и межрифтовые сложно построенные блоки-поднятия (рис. 4).

### ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА

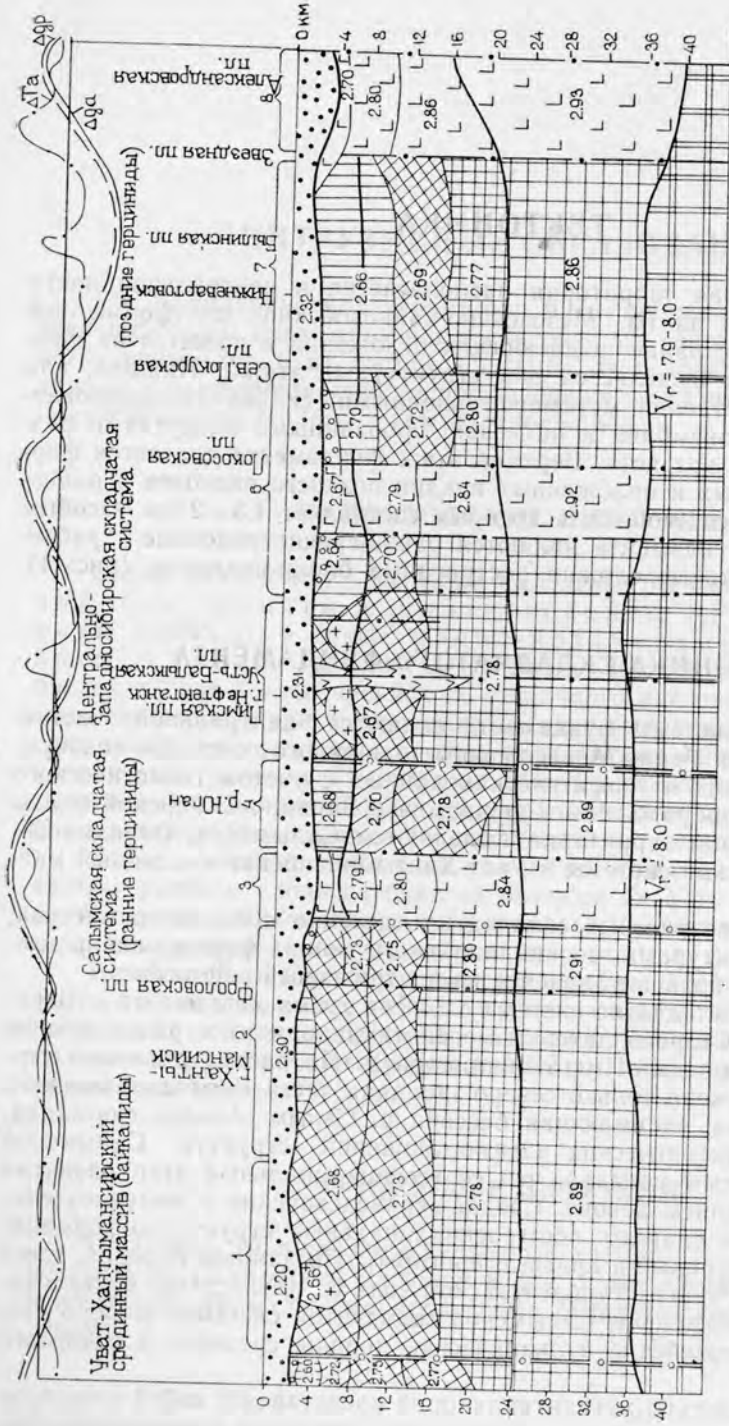
Складчатые системы фундамента являются центральной частью северной половины Урало-Монгольского подвижного пояса. По совокупности геологических и геофизических данных с учетом геологического строения горного обрамления в фундаменте Западно-Сибирской плиты на рассматриваемой территории выделяются Салымская, Западно-Сибирская и Уральская системы и Уват-Хантымансийский срединный массив.

Кроме разновозрастных складчатых систем и срединного массива, являющихся структурами геосинклинального типа, в формировании земной коры района большое значение имеет триасовый рифтогенез.

Салымская складчатая система сложена тремя мегазонами — Верхнедемьянским и Старосолдатским мегаантиклинориями и разделяющим их Тарско-Муромцевским мегасинклинорием. На рассматриваемой территории расположена только северо-западная часть Верхнедемьянского мегаантиклинория, занимающая бассейн р. Салым. Анализ формаций, вулканизма и тектонических взаимоотношений структур Салымской складчатой системы показал, что ее геосинклинальный этап развития завершился в раннем девоне. Средне-верхнедевонские и каменноугольные образования слагают постгеосинклинальные структурно-формационные зоны (орогенные и краевые прогибы). По данным бурения, здесь так же, как и в Чингиз-Тарбагатайской зоне В. Казахстана, являющейся южным продолжением Салымской складчатой системы, широко развиты среднепалеозойские вулканические породы среднего и основного состава.

Верхнедемьянский мегаантиклинорий представляет собой структуру северо-западного простирания. В приосевой его части вскрываются гранитоиды и метаморфические вулканогенные комплексы, их вмещающие.

От Центрально-Западносибирской складчатой системы Салымская отделяется Чекинским краевым прогибом, выполненным отложениями



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21



**Рис. 4. Глубинный геолого-геофизический разрез Среднего Приобья. Составили: В. С. Сурков, О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, Л. В. Смирнов.**

Осадочные комплексы пород: 1 — мезозойско-кайнозойские, 2 — верхнепалеозойские и триасовые. Метаморфические комплексы пород: 3 — девон-раннекаменноугольные; 4 — венд-силурийские; 5 — рифейские; 6 — архей-раннепротерозойские; 7 — базальтовый слой; 8 — верхняя мангия; 9 — крупные тела гранитоидов; 10 — крупные интрузии ультрабазитов; 11 — рифтовый комплекс пород; 12 — грабенный комплекс пород; 13 — разломы, разграничивающие складчатые системы и средние массивы; 14 — разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны и блоки; 15 — основные сейсмические границы; 16 — расчетные границы; 17 — средняя плотность пород; 18 — граничные скорости по главным поверхностям раздела; 19 — кривая наблюдаемого аномального магнитного поля  $\Delta T_a$ ; 20 — кривая расчетного гравитационного поля  $\Delta g_r$ ; 21 — кривая остаточного гравитационного поля  $\Delta g_a$ .

раннего карбона, от Уват-Хантымансийского срединного массива — системой глубинных разломов. В рельефе складчатого фундамента осевая часть мегаантиклинория выражается полосой поднятий.

Центрально-Западносибирская складчатая система образует фундамент центральной части Западно-Сибирской плиты, занимая почти всю западную часть территории, где с востока на запад выделяются Аганский антиклинорий, Апакапурский синклинорий, Нижневартовский антиклинорий, Югано-Покурская впадина, Сургутско-Пурпейский антиклинорий и северное окончание Верхневасюганского антиклинория. Все антиклинории характеризуются относительно пониженными значениями поля силы тяжести и, как правило, отрицательными или относительно пониженными значениями магнитного поля. Антиклинории и синклинории Центрально-Западносибирской складчатой системы разделены раннемезозойскими грабен-рифтами на блоки. Аганский антиклинорий имеет северо-северо-западное простирание, протягиваясь от верховий р. Аган в верховья левых притоков Етыпура и бассейн Вынгапура. В приосевой зоне антиклинория вскрыты карбонатно-глинистые сланцы с остатками водорослей силурийского или раннедевонского возраста. Аганским грабен-рифтом Аганский антиклинорий разделен на два блока. В рельефе поверхности фундамента оба блока антиклинория относительно приподняты. В их осевых частях по интерпретации геофизических данных предполагается выход гранитоидных тел.

Апакапурский синклинорий располагается западнее, параллельно Аганскому антиклинорию. Эта зона характеризуется понижением в рельефе фундамента и выполнена в основном известняками, эффузивами и эффузивно-осадочными породами стадии метаморфизма зеленых сланцев.

Нижневартовский антиклинорий является северо-западным продолжением Васюган-Пудинского мегаантиклинория. Он протягивается в северо-северо-западном направлении от Нижневартовска, через среднее течение р. Аган в верховья р. Ингуягун. В ядре антиклинория вскрыты предположительно ниже-среднепалеозойские, а возможно, и более древние толщи хлорит-серицит-кремнистых, серицит-углисто-карбонатных сланцев и кварцитов (Мегионская, Полуденная и др. площади). В скв. 10-р Сороминской, 193-р Пылинской, 105-р Большекотухтинской и других площадей вскрыты глинисто-углистые сланцы черного цвета с многочисленными кварцевыми прожилками. Углы падения пород более  $50-60^\circ$ . В пределах краевых частей антиклинория в осложняющих его синклинорных структурах развиты карбонатная и терригенно-карбонатная формации среднего палеозоя — известняки, в той или иной степени мраморизованные и ороговикованные. Как и Аганский, Нижневартовский антиклинорий разделен Аганским грабен-рифтом на два блока. В рельефе фундамента оба блока характеризуются относительно понижениями.

Западнее Нижневартовского антиклинория располагается Югано-Покурская позднегерцинская орогенная впадина, выполненная осадочными отложениями пермо-

триаса и верхнего палеозоя и мощной толщей эффузивов триаса, в той части, где Югано-Покурская впадина пересекается Аганским грабен-рифтом. В рельефе доюрского фундамента Югано-Покурская впадина характеризуется значительными понижениями, до 4,0 км. Южная часть Югано-Покурской впадины граничит с самой западной положительной структурой в составе Центрально-Западносибирской складчатой системы — Верхневасюганским антиклинорием. Эта зона сложена интенсивно дислоцированными песчано-глинистыми, кремнистыми и углеродистыми сланцами, метаморфизованными эффузивными породами, предположительно нижнего и позднего докембрия. Центральная часть структуры интродуцирована гранитными батолитами.

Севернее Аганского грабен-рифта Верхневасюганский антиклинорий по простиранию переходит также в антиклинорную зону — Сургутско-Пурпейский антиклинорий, вероятно, унаследованного типа развития.

Начинаясь в Ср. Приобье Сургутско-Пурпейским антиклинорием, эта полоса положительных структур протягивается в район пос. Ныда, где выделяется Ныдинский антиклинорий, и далее на полуостров Ямал, где структура, именуемая Нурминским антиклинорием, пересекает полуостров в северо-западном направлении.

Специфичность этих антиклинориев заключается в том, что в их приосевых частях выходят на поверхность фундамента метаморфические комплексы байкальских складчатых структур. Эти комплексы характеризуются существенно кремнистым составом. Байкальские древние ядра антиклинориев, вероятно, гранитизированы в процессе позднегерцинского тектогенеза, что привело к устойчивому воздыманию зон не только на стадии завершения складчатости, но и на стадии молодой платформы.

Как показало бурение, на Сургутской части антиклинория эта структурно-формационная зона перекрыта мощной толщей (более 1300 м) эффузивов туринской серии. Возможно, что такое же распространение туринская серия будет иметь и на Пурпейской части антиклинория. Сургутско-Пурпейский антиклинорий рассекается грабен-рифтами на отдельные блоки.

Уральская складчатая система поздних герцинид на описываемой территории представлена северо-восточными частями Шаимского антиклинория и Шерлакинского мегасинклинория. Обе эти структуры по зоне глубинных разломов граничат с Уват-Хантымансийским срединным массивом.

Уват-Хантымансийский срединный массив является древним (байкальского возраста) блоком земной коры, разграничивающим герцинские складчатые системы северной части Урало-Монгольского пояса. С запада массив ограничивает позднегерцинская Уральская складчатая система. Структурные зоны Уральской складчатой системы представлены антиклинориями и синклинориями унаследованного типа развития. К востоку от массива располагается позднегерцинская многоосинклинальная Центрально-Западносибирская складчатая система, а также раннегерцинская эвгеосинклинальная Салымская складчатая система. На юге массив ограничен на небольшом отрезке Центрально-Казахстанскими каледонскими структурами.

Северная, большая часть Уват-Хантымансийского массива, занимающая почти всю площадь листа Р-42, представляет собой блок рифейской (байкальской) складчатой системы, простирившейся из района Тимано-Печорской области в юго-восточном направлении через всю Западную Сибирь. Массив, имеющий в целом северо-северо-восточное простирание, сложен фрагментами различных структурно-формационных зон байкальской системы: антиклинориями и синклинориями, имеющими северо-западное простирание.

О сложности строения и о различном вещественном составе структурных зон байкалид срединного массива можно судить по геологической интерпретации, главным образом, аномального гравитационного и магнитного полей, и данным бурения, которое проводилось на ряде площадей южной части массива. Антиклинорные зоны сложены различными кремнистыми сланцами, прорванными гранитоидами. Данный комплекс вскрывается многочисленными скважинами в Красноленинском районе. В поле силы тяжести фрагменты этих антиклинорных зон байкалид отражаются относительными минимумами и магнитными аномалиями переменного знака.

В рельефе поверхности байкальских складчатых комплексов фундамента участки антиклинориев представляют собой сложно построенные поднятия (Красноленинское, Ляминское, Юильское, Средненадымское, Верхненадымское и ряд более мелких), над которыми мезозойско-кайнозойский чехол образует также крупные своды. Фрагменты синклинорных зон байкалид сложены, по данным геологической интерпретации геофизических материалов, образованиями существенно фемического состава. В поверхности фундамента в рельефе эти структуры выражены крупными прогибами. Над синклинориями развиты палеозойские унаследованно-наложенные впадины. На мезозойско-кайнозойском этапе развития синклинории и унаследованно-наложенные впадины продолжали прогибаться, формируя в мезозойском комплексе крупные прогнутые зоны. В поле силы тяжести зоны палеозойских впадин Уват-Хантымансийского срединного массива отражаются положительными региональными аномалиями. Магнитное поле в их пределах преимущественно положительное.

Особым типом структур фундамента являются структурные элементы, образованные процессом рифтогенеза, начавшегося, возможно, еще в позднем палеозое, но наиболее полно проявившегося в ранне-среднетриасовую эпоху.

На территории листа выделяются Колтогорско-Уренгойский, Аганский, Пяку-Пурский грабен-рифты и их ветви. Грабен-рифты представлены узкими отрицательными линейными зонами, которые, как правило, пересекают дискордантно геосинклинальные и орогенные структурные элементы. Рифты Западно-Сибирской плиты имеют четкие морфологические, геологические и геофизические признаки, характерные для рифтов других регионов.

Время их формирования устанавливается достаточно надежно (конец перми — ранний — средний триас). Они пересекают структурно-формационные зоны герцинского возраста и перекрываются поздне-триасовыми — ранне-среднеюрскими платформенными отложениями. Рифтовая система характеризуется большой разветвленностью зон.

Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт является стержневой структурой рифтовой системы, пересекающей Западно-Сибирскую плиту от г. Омск на юге и уходящей в акваторию Карского моря на севере. На его продолжении в Северном Ледовитом океане расположен желоб Святой Анны, являющийся морфологическим выражением грабен-рифта, прослеживаемого до глубоководной котловины Нансена.

Формирование Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского седиментационного бассейна связывается с процессом рифтогенеза. В результате в фундаменте плиты были сформированы новые структуры, состоящие из грабен-рифтов и крупных (межрифтовых) поднятий преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания.

Сформированные процессом рифтогенеза грабен-рифты и межрифтовые зоны поднятий обусловили формирование в структуре осадочного платформенного чехла желобов над грабен-рифтами и крупных сводовых поднятий над межрифтовыми блоками. Рифтогенез был определяю-

щим при формировании Западно-Сибирского седиментационного бассейна и структур платформенного чехла.

Палеорифты Западно-Сибирской плиты отражаются в рельефе поверхности дочехольных отложений зонами глубоких линейных грабенов. При этом в конфигурации грабенов наблюдается отчетливая четковидность, обусловленная, очевидно, разнотипностью пересекаемых ими структурных зон складчатых систем. Намечается резкое сужение грабенов при пересечении ими антиклинорных зон и, наоборот, существенное расширение их на отрезках пересечения синклинорий и межгорных прогибов.

Базальтоидный магматизм характерен как для современных, так и для палеорифтовых зон. На начальном этапе рифтогенеза, в момент раскола земной коры, происходит внедрение мантийных магм.

Последующий этап развития рифтогенеза характеризуется среднещелочным и базальтоидно-долеритовым магматизмом. В основании грабенов Западно-Сибирской плиты развит рифтовый комплекс, представленный интрузивными и эффузивными образованиями основного состава. Грабены имеют амплитуду сбросов в бортах от 1 до 3 км.

Грабеновый комплекс, перекрывающий рифтовый, представлен вулканогенно-осадочными образованиями нижнего—среднего триаса. Верхняя часть является существенно осадочной.

В гравитационном и магнитном аномальных полях грабен-рифты отображаются линейной системой локальных максимумов большой интенсивности. Рассчитанные плотностные модели земной коры показывают, что зоны рифтов на всю мощность коры заполнены магматическими породами типа базальтов.

Глубинные сейсмические исследования указывают на значительную дифференциацию земной коры рифтовых зон по скорости прохождения упругих волн. В пределах современных рифтов наблюдается резкое поднятие кровли мантийного вещества и замещение им гранитно-метаморфического слоя, а скорость в верхней мантии равна 7,8 км/с. Приблизительно то же отмечается по сейсмическим данным и в палеорифтовых зонах. Так, в Колтогорско-Уренгойском рифте по сейсмическим данным скорость в верхней мантии составляет 7,9 км/с, поверхность Мохоровичича образует локальное воздымание.

Грабен-рифтовые структуры фундамента, как наиболее молодые и тектонически активные зоны, оказали чрезвычайно большое влияние на структуру, распределение фаций и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойского чехла, особенно нижнеплитного комплекса континентальных ранне-среднеюрских отложений.

## ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Изучением тектоники платформенного чехла занимаются большие коллективы исследователей различных институтов [13, 15, 17, 18]. В методическом отношении преобладают морфологические принципы районирования, учитывающие конфигурацию, размеры и амплитуду структур [15, 37]. Следствием этого подхода явилась нестабильность выделяемых структурных единиц практически всех рангов, так как в процессе поступления обширнейшего фактического материала существенно изменяются представления о морфологии структур [13, 15, 37]. Наиболее приемлемым является районирование, опирающееся на морфогенетическую классификацию, которая учитывает взаимосвязь структур фундамента и чехла [45]. К сожалению, эта классификация пока что

не является общепризнанной. Поскольку в практике нефтяной геологии Западной Сибири наибольшим распространением пользуется методика районирования, применяемая в ЗапСибНИГНИ, она использована в настоящей работе, хотя в ряде случаев отмечается ее определенная условность. Тектоническое районирование платформенного чехла (рис. 5) дано в соответствии с «Тектонической схемой платформенного чехла Западно-Сибирской плиты», авторами которой являются И. И. Нестеров, Л. Л. Подсосова, М. Я. Рудкевич и А. А. Трофимук [13]. Схема построена по подошве платформенного чехла, выделяемой по профилям сейсморазведки МОВ ОГТ как отражающий горизонт А с учетом морфологии внутричехольных опорных отражающих горизонтов, картируемых МОВ и бурением (Б — в подошве волжского яруса, М — вблизи подошвы аптского яруса, Г — вблизи подошвы туронского яруса). В дальнейшем при описании структур платформенного чехла будут использованы эти индексы. По принципу соподчиненности с учетом размеров структур и глубинности границ между ними выделяются региональные структуры: Внешний прибортовой пояс, Среднеобская мегаантекклиза и Ямало-Тазовская мегасинекклиза (последние ранее именовались Центральной и Северной областями) [15].

Внешний пояс картируется как совокупность погребенных пологих и слабо расчлененных склонов горно-складчатого обрамления с отметками подошвы чехла до —2,5 км.

Среднеобская мегаантекклиза характеризуется умеренными глубинами до подошвы чехла в пределах 2,5—4 км и незначительными градиентами их изменения. Ямало-Тазовская мегасинекклиза обособляется как наиболее опущенная северная часть плиты. Ее южная субширотная граница со Среднеобской мегаантеклизой фиксируется низким нарастанием мощности платформенного чехла от 4 до 6 км. Рангом ниже выделяются надпорядковые структуры. Во Внешнем поясе, в пределах территории листа, это краевые зоны Северо-Приуральской моноклизы и Среднеприуральской гемиантекклизы.

Среднеобская мегаантекклиза разделяется на Хантейскую и Кеть-Вахскую антекклизы и Мансийскую синеклизу. Амплитуда антеклиз по отношению к днущу синеклизы не превышает 1 км. В пределах антеклиз доминируют своды и мегавалы. На долю впадин и мегапрогибов приходится менее 40 % общей площади антеклиз, в то время как в Мансийской синеклизе более 70 % ее поверхности составляют мегапрогибы и впадины. Ямало-Тазовская мегасинекклиза разделяется на крупнейшие депрессии: Надым-Тазовскую и Ямало-Гыданскую глубокие синеклизы (последняя вне пределов листа) и Пурский желоб. Пурский желоб представляет собой сложно построенную депрессию над Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом, которая сужающимся клином вдаётся в Обскую мегаантекклизу и разделяет Хантейскую и Кеть-Вахскую антекклизы. Он образован системой узких линейных высокоамплитудных мегавалов и мегапрогибов. Эти структуры I порядка невелики по размерам, но фиксируются по всем стратиграфическим поверхностям от подошвы юры до эоцена. Они отражены также в неотектоническом плане.

Надпорядковые структуры состоят из структур I, II и III порядков. К структурам I порядка отнесены своды, мегавалы, зоны и группы поднятий, моноклинали, зоны прогибов, мегапрогибы, мегаседловины. Размеры структур I порядка колеблются от 50×100 до 110×270 км.

В структуры II порядка (их насчитывается 189) выделяются валы, куполовидные поднятия, структурные мысы, носы и заливы, прогибы, впадины и котловины. Их размеры колеблются от 0,5 до 5 тыс. м<sup>2</sup>. К структурам III порядка (их выделено 564) отнесены только положительные локальные поднятия [15].



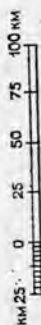


Рис. 5. Схема тектонического районирования платформенного чехла. По Г. Г. Боярских, Г. К. Боярских, В. С. Бочкареву, Г. Г. Новожиловой, И. И. Нестерову, Л. А. Подсосовой.

Внешний пояс: А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>. Среднеобская мегаантеклиза: Б<sub>1</sub> — Мансийская синеклиза, Б<sub>2</sub> — Хантейская антеклиза, Б<sub>3</sub> — Кеть-Вахская антеклиза. Ямало-Тазовская мегасинеклиза: В<sub>1</sub> — Надым-Тазовская глубокая синеклиза, В<sub>2</sub> — Пурский желоб. Границы между: 1 — внешним поясом и Среднеобской мегасинеклизой и Ямало-Тазовской мегасинеклизой; 2 — надпорядковыми структурами (антеклизами, синеклизами, моноклизами); 3 — надпорядковыми структурами (антеклизами, синеклизами, моноклизами); 4 — структуры I порядка и их номера (своды, мегавалы, группы поднятий, мегапрогибы, впадины); 5—6 — структуры II порядка; 5—6 — впадины, куполовидные поднятия, структурные носы; 6 — прогибы, впадины; 7 — структуры III порядка: а — локальные поднятия, б — впадины.

Большинство тектонических структур чехла Западно-Сибирской плиты вверх по разрезу затухают. Амплитуда их может уменьшаться от нижних к верхним горизонтам в среднем примерно в 10 раз. По этому признаку предлагается выделить четыре подкласса структур: сквозные, частично затухающие вверх по разрезу, затухающие вверх по разрезу и быстро затухающие вверх по разрезу.

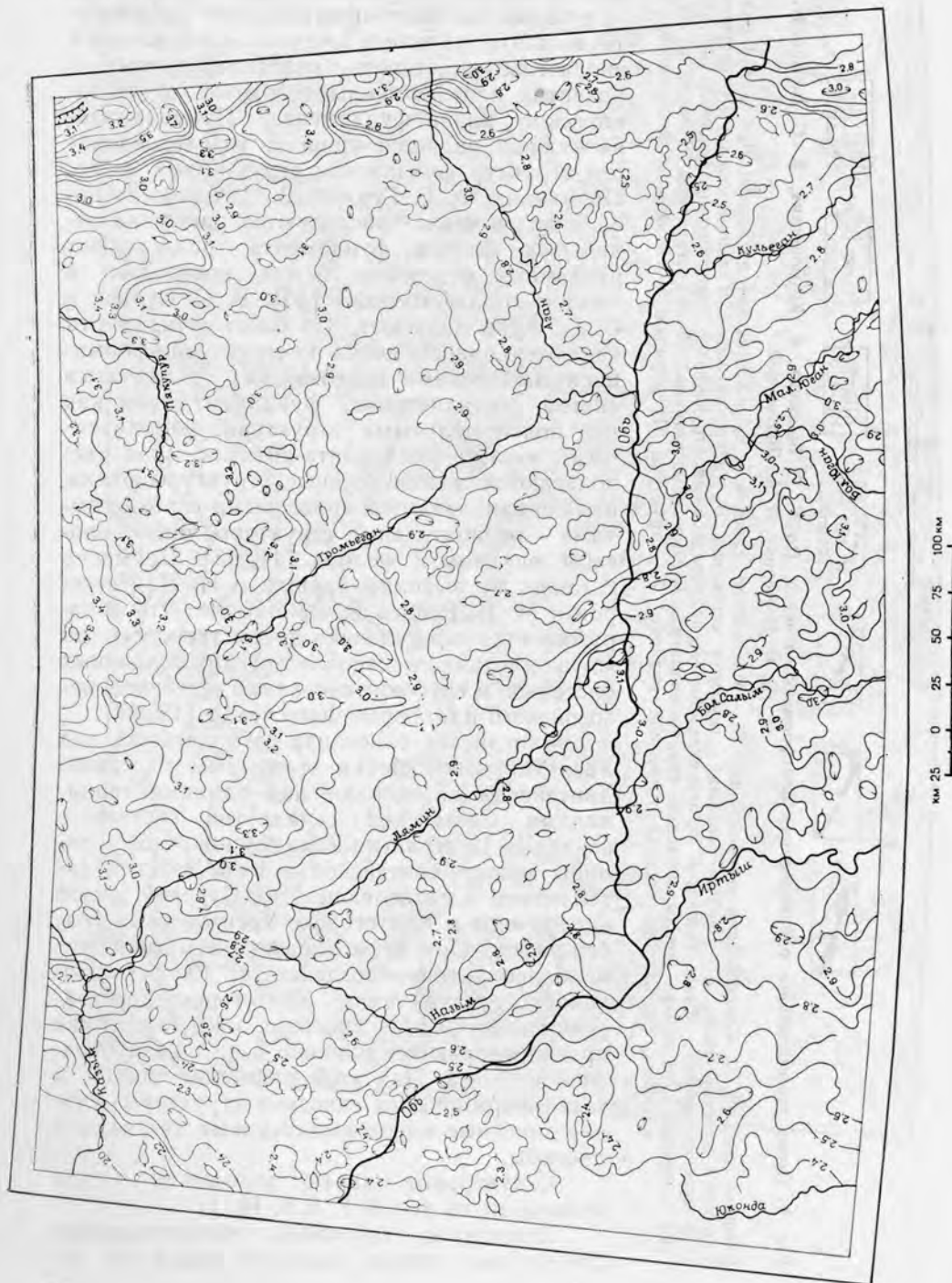
Сравнение тектонических схем фундамента и платформенного чехла обнаруживает значительную степень унаследованностей в развитии платформенных структур от тектонического плана фундамента. Принципиально важной является природа унаследованности структур фундамента структурами чехла. По мнению Ф. Г. Гурари, В. С. Старосельцева и др., в чехле унаследуются движения отдельных блоков фундамента, разделенных разломами, отдельные из них проникают в нижние горизонты чехла [15]. В. С. Сурков и О. Г. Жеро полагают, что блоки фундамента являются одновременно и структурно-формационными зонами палеозойских складчатых систем, составляющих фундамент, так как над положительными структурно-формационными зонами фундамента-антиклинория располагаются положительные структуры чехла, над синклинориями и триасовыми грабен-рифтами — отрицательные структуры чехла: прогибы, впадины и желоба [44, 45]. Примерно к таким же выводам пришли и И. И. Нестеров и М. Я. Рудкевич, отметившие, что обнаруживается определенная преемственность между контурами среднепалеозойских осадочных бассейнов и глубоких синеклиз в залегании мезозойского платформенного чехла [13, 37].

Мансийская синеклиза располагается над Уват-Хантымансийским срединным массивом, Хантейская антеклиза — над ранними герцинидами Салымской складчатой системы и поздними Центрально-Западносибирской. Границы между Хантейской и Кеть-Вахской антеклизами и разделяющий их Пурский желоб приурочены к Колтогорско-Уренгойскому грабен-рифту. При этом следует отметить, что наиболее активно воздействует на формирование структур чехла Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт — линейная зона, оказавшая предопределяющее влияние и на палеогеографию неокома. Над этой рифтовой зоной в чехле формируются сквозные структуры — узкие линейные высокоамплитудные мегавалы и прогибы.

Структурные карты отложений чехла приведены на рис. 6, 7, 8, 9, 10, 11.

Хантейская антеклиза, представленная Surgутским сводом, является одной из на-

Рис. 6. Структурная карта по кровле полевой свиты. Составил В. А. Галуцкий. Условные обозначения на рис. 7.



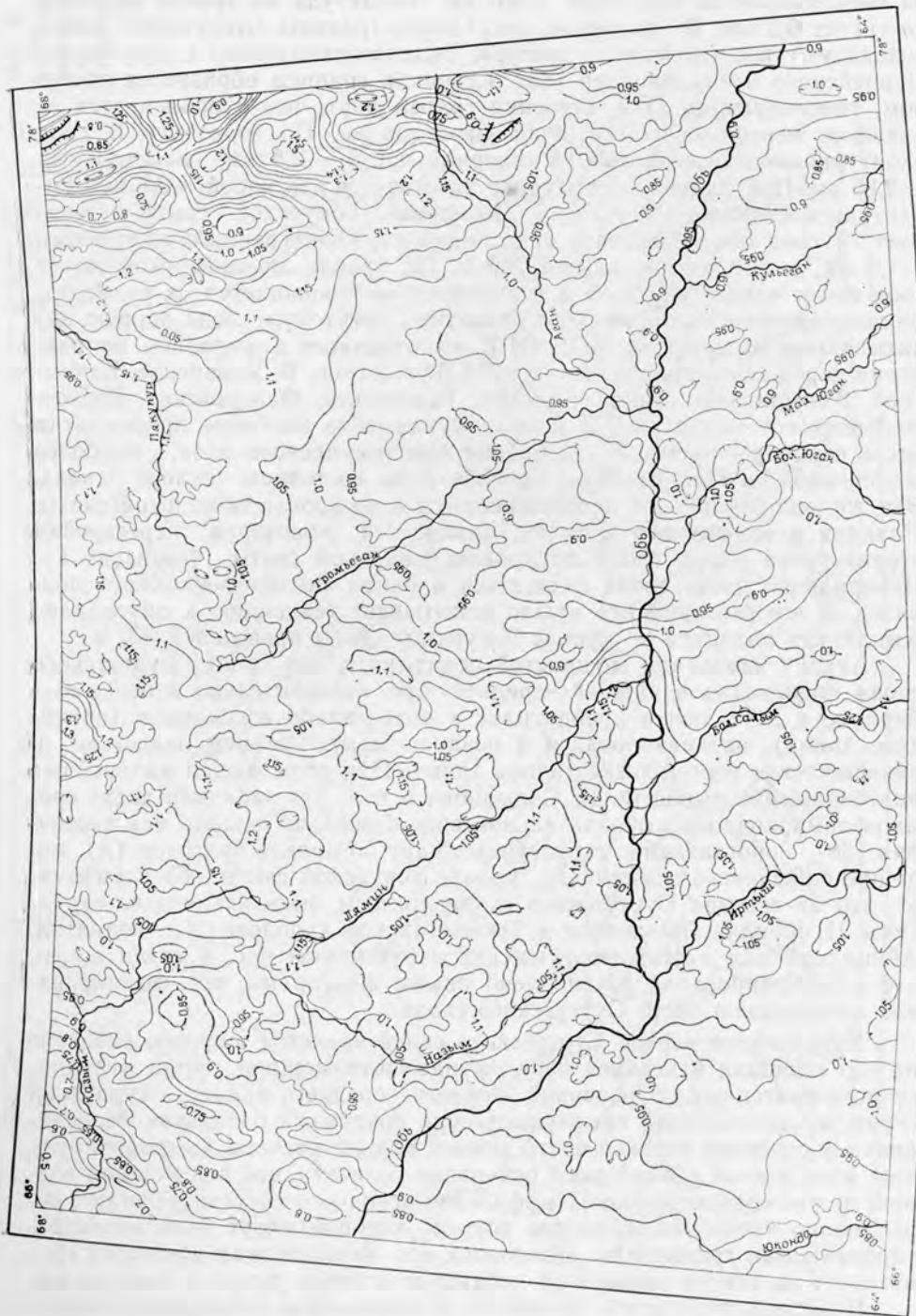


иболее крупных положительных структур I порядка Среднеобской мегаантеклизы. На поверхности фундамента свод выделяется в виде замкнутой зоны, оконтуренной с юга и запада изогипсой —3,3 км, с востока —3,2 км, с севера —3,4 км. Центральная часть свода оконтуривается изогипсой —3,0 км. Амплитуда по кровле палеозоя достигает 0,5 км. В указанных очертаниях границы Сургутского свода унаследуют палеозойские структуры Верхневасюганского и Сургутско-Пурпейского антиклинориев [45]. Северная граница образуется прогибом, унаследующим Пяку-Пурский грабен-рифт, чем и объясняется ее линейное северо-северо-восточное простирание. По горизонту Б свод оконтуривается изогипсами: в северной части —2,5 км, в остальных —2,85 км. Центральная часть свода замыкается изогипсой —2,7 км. Амплитуда составляет 200—250 м. По кровле покурской свиты (горизонт Г) свод обособляется в виде поднятия, оконтуренного изогипсами —1,0 км, с амплитудой свыше 200 м. По кровле люлинворской свиты свод имеет амплитуду в 45 м и значительно сокращается в размерах. Закономерности тектонического развития Сургутского свода хорошо вычитываются из профиля МОВ ОГТ, выполненного в широтном направлении через центральную его часть — Лянторское, В. Январское, Вачимское, Быстринское, Минчимнимское, Тальянское, Федоровское, Восточно-Моховское поднятия. По кровле фундамента наиболее приподнятая часть свода располагалась в районе Минчимкинського вала, наиболее опущенная — в Пилюгинском прогибе и на восточном склоне свода. Эти же закономерности прослеживаются и по кровле тюменской свиты. Начиная с атлымского времени, намечается некоторая перестройка структурного плана свода по кровле покурской свиты (горизонт Г). Центральная часть свода смещается в район Восточно-Мохового поднятия, а все его западное крыло испытывает тенденцию к опусканию. Амплитуда поднятия по кровле покурской свиты превышает 200 м.

Анализ изменения мощностей показывает, что рост Сургутского свода происходил в нижней—средней юре, незначительно в неокоме—барреме и апте, почти прекратился в апте—альбе и сеномане (покурское время), активизировался в позднем мелу—раннем палеогене и завершился в неоген-четвертичное время. При этом нашел дальнейшее подтверждение вывод Ф. К. Салманова о том, что западная часть свода сформировалась в окончатальном виде несколько раньше, чем восточная [38]. Сопоставление структурных карт по кровле палеозоя (А), подошве баженовской свиты (Б), кровле покурской свиты (Г) показывает, что из состава Сургутского свода должны быть исключены структуры II порядка: Юильское и Тромьеганское куполовидные поднятия, Айпимский вал и Нижнесортымский структурный нос, в связи с тем, что их формирование обусловлено иными факторами, чем формирование центральной части Сургутского свода.

Характерной чертой Сургутского свода является широкое развитие на его площади в верхней части фундамента мощной толщи вулканогенно-терригенных образований нижнего—среднего триаса — туринской серии, представленной преимущественно покровами базальтов. Моделирование строения верхней части земной коры и расчеты до гравитирующих масс в этом районе дают основание полагать, что под мощной толщей ниже-среднетриасовых эффузивов основного состава залегают существенно кремнийсодержащие породы, которые могут быть интерпретированы как гранитоиды. Возможно, что вмещающими породами гранитоидов являются кремнисто-сланцевые породы позднего протерозоя.

В Салымскую группу поднятий объединяются Салымское и Верхнесалымское куполовидные поднятия, а также Пойкинский и Шапшинский валы. Западная и северо-западная границы Салымской группы поднятий совпадают с системой глубинных разломов, разграничивающих Уват-Хантымансийский срединный массив и Салымскую складча-



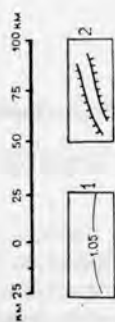


Рис. 7. Структурная карта по кровле покурской свиты и ее аналогов (кровле сеномана). Составили Г. К. Боярских, Г. Г. Новожилова.  
1 — изогипсы по кровле сеномана; 2 — тектонические нарушения в чехле.

тую систему фундамента. Восточная граница унаследует восточную границу прогиба в фундаменте, сложенного нижним карбоном, и контуры триасового грабен-рифта, ограничивающего с юга Салымские куполовидные поднятия. Таким образом, Салымская группа поднятий располагается над северным окончанием Салымской складчатой системы фундамента. По поверхности фундамента Салымская группа поднятий образует два купола — северный и южный, ограниченные изогипсой — 3,1 км, по горизонту Б эти цифры составляют — 2,9 км и — 2,8 км. По горизонту Г северный и южный купола сокращаются в размерах и оконтуриваются изогипсой — 1,05 км. По кровле люлинворской свиты Салымская группа поднятий представляет собой седловину. По кровле тавдинской свиты вновь картируется северный купол, оконтуренный изогипсой — 0,23 км, на месте Верхнесалымского поднятия фиксируется моноклираль. Отмеченные закономерности хорошо видны на сейсмологическом разрезе по V профилю, проходящему через Верхнесалымское куполовидное поднятие. По кровле фундамента амплитуда поднятия составляет 320 м, по горизонту Б — 220 м, по М — 100 м, а по горизонту Г поднятие практически не выражено. Следует отметить, что на отдельных очень небольших участках сейсмологического и временного разрезов и разрезе, построенном по данным КМПВ, наблюдается полная унаследованность по всем горизонтам (А, Б, М, Г). В фундаменте на этих участках фиксируются разломы, проникающие, по данным КМПВ, в тюменскую свиту.

Ярсомовский прогиб разделяет Сургутский свод и Нижневартовский мегавал. Прогиб отчетливо картируется по кровле фундамента и почти по всем горизонтам платформенного чехла, постепенно выполаживаясь вверх по разрезу. Ярсомовский прогиб состоит из трех прогибов — Елового, унаследующего южное окончание Аганского триасового грабен-рифта фундамента и имеющего вследствие этого то же, что и рифт, северо-северо-восточное простирание, Южно-Ягунского и Южно-Грибного, унаследующих центральную часть Южно-Покурской впадины фундамента.

Амплитуда Ярсомовского прогиба по кровле фундамента составляет 0,3 км (от 3,2 км до 3,5 км), по кровле баженовской свиты 0,2 км, по кровле алымской и покурской свит 0,125 км. По кровле люлинворской свиты прогиб разделяется на северную и южную части, разделенные седловинами с амплитудами до 25 м.

Юганский мегапрогиб является южным продолжением Ярсомовского прогиба. С севера на юг мегапрогиб расширяется от 25 до 150 км, охватывая по кольцом северное окончание Северо-Демьянской моноклинали. Мегапрогиб имеет форму равнобедренного треугольника, обусловленную системой разломов в фундаменте северо-северо-восточного и северо-северо-западного простирания, часть из которых по данным

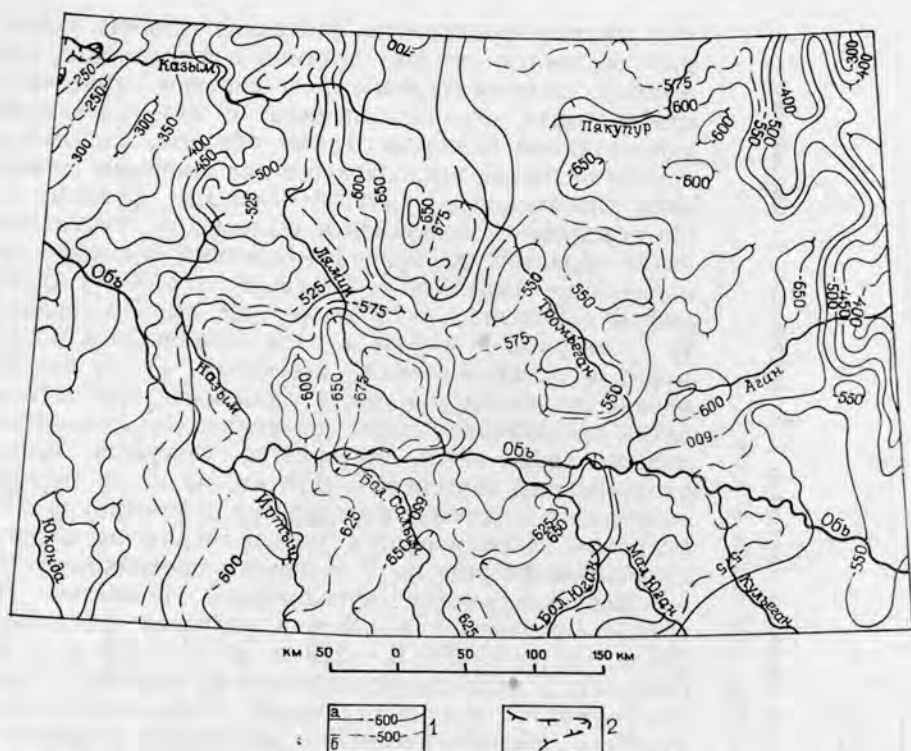


Рис. 8. Структурная карта по кровле талицкой свиты (кровле палеоцена). Составил А. Е. Бабушкин.

1 — изогипсы по кровле палеоцена: а — основные, б — промежуточные. 2 — границы отсутствия талицкой свиты.

КМПВ проникает в тюменскую свиту. Днище мегапрогиба образуют Нижнеюганская котловина, Среднеюганский и Малоюганский прогибы, где кровля фундамента опускается до отметки  $-3,9$  км. По горизонту Б максимальные глубины днища прогибов составляют  $3,1-3,15$  км. По горизонту Г днище Юганского мегапрогиба имеет отметку  $1,05$  км, борта —  $0,95$  км. По кровле люлинворской свиты днище мегапрогиба смещается к его западному борту и имеет отметку  $0,455$  км, борт —  $0,4$  км, что свидетельствует о продолжении формирования прогиба в послезооценовое время. Вблизи восточного борта Юганского мегапрогиба в фундаменте имеется гранитный массив, явившийся причиной образования Угутского вала, положительной структуры II порядка, возвышающейся по кровле пород фундамента на  $0,5$  км над днищем Юганского мегапрогиба. Судя по данным V профиля МОВ ОГТ, Угутский вал относится к разряду сквозных структур, подтверждением чему служит и структурная карта по кровле тавдинской свиты, на которой вал оконтуривается изогипсой  $-0,25$  км.

Нижневартовский мегавал ранее именовался сводом [15]. Изменение названия этой структуры было вызвано увеличением ее размеров и очертаний. Ранее длинная ось свода определялась в  $260$  км, сейчас — в  $370$  км за счет включения в его состав Котухтинского и Сардаковского структурных носов и Южно-Ватьеганского прогиба. Кстати, следует отметить, что термин «мегавал» применительно к Нижневартовскому более подчеркивает генетическую унаследованность морфологии структур фундамента структурами чехла. В прежних очертаниях осевая часть Нижневартовского мегавала располагалась над Нижневартовским антиклинорием в составе фундамента, ограничиваясь на севере

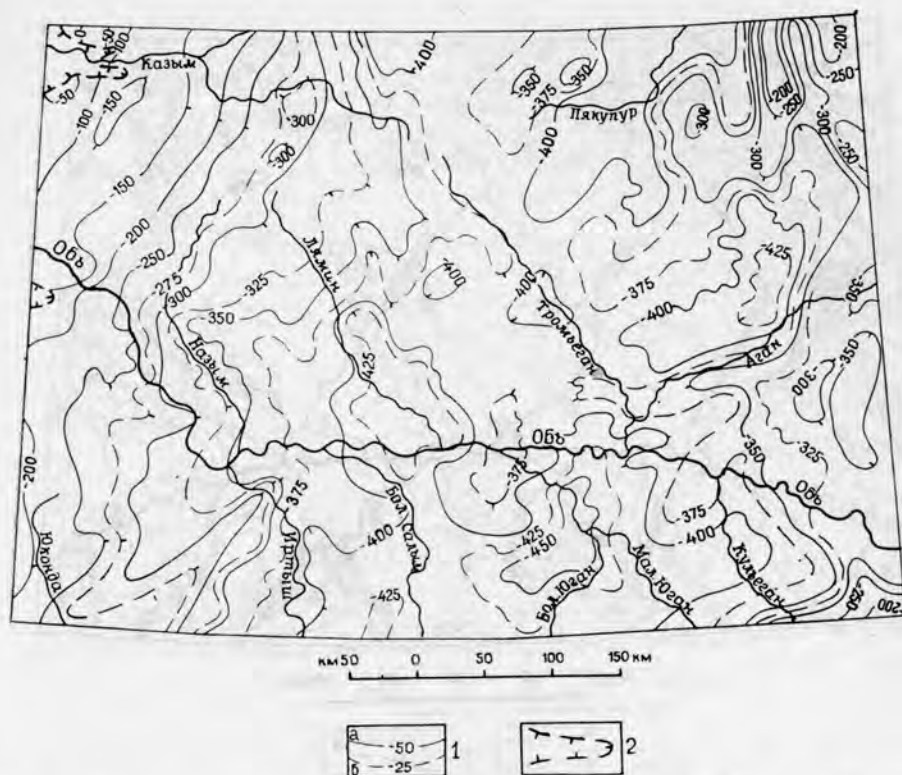


Рис. 9. Структурная карта по кровле люлинворской и ирбитской свит. Составил А. Е. Бабушкин.  
1 — изогипсы по кровле люлинворской свиты: а — основные, б — промежуточные. 2 — границы отсутствия люлинворской свиты.

Аганским желобом, унаследующим Аганский грабен-рифт фундамента. Юго-западное крыло свода, имеющее расплывчатые очертания, унаследует юго-восточный борт палеозойской Югано-Покурской впадины. Это крыло мегавала осложнено положительными структурами типа структурных мысов (Локосовский, Островной, Нежданний), тогда как над осевой частью мегавала структуры в чехле представлены куполовидными поднятиями, валами, группами поднятий. По кровле фундамента Нижневартовский мегавал оконтуривается изогипсой — 3,1 км (на северо-востоке — 2,95 км), а его отдельные куполовидные поднятия — изогипсой — 2,6 км; по горизонту Б — изогипсой — 2,8 км, купола — 2,5 км; по горизонту Г — изогипсой — 0,95 км. По кровле люлинворской свиты мегавал значительно сокращается и смещается к северо-востоку, оконтуриваясь изогипсой — 0,3 км (на крыльях 0,4 км), по кровле тавдинской свиты наиболее приподнятая часть Нижневартовского мегавала приурочена к Самотлорской группе поднятий и оконтуривается изогипсой — 0,11 км. Характерной чертой Самотлорской группы поднятий и Соснинского вала является слияние по горизонту М отдельных локальных поднятий в одну крупную положительную структуру, что обеспечило образование громадных куполовидных залежей пласта АВ<sub>1</sub>.

Северная часть Нижневартовского мегавала в очертаниях, принятых в этой работе, охватывает Котухтинский и Сардаковский структурные носы и Южно-Ватьеганский прогиб. Фундамент здесь представлен Аганским грабен-рифтом и Апакапурским синклиниорием. По кровле фундамента это типичная впадина с крутым южным бортом (от — 3,1 км до — 3,6 км), с локальным поднятием до — 3,3 км. По горизонту Б — впадина с глубинами от — 2,9 до — 3,0 км; по горизонту Г — впадина от

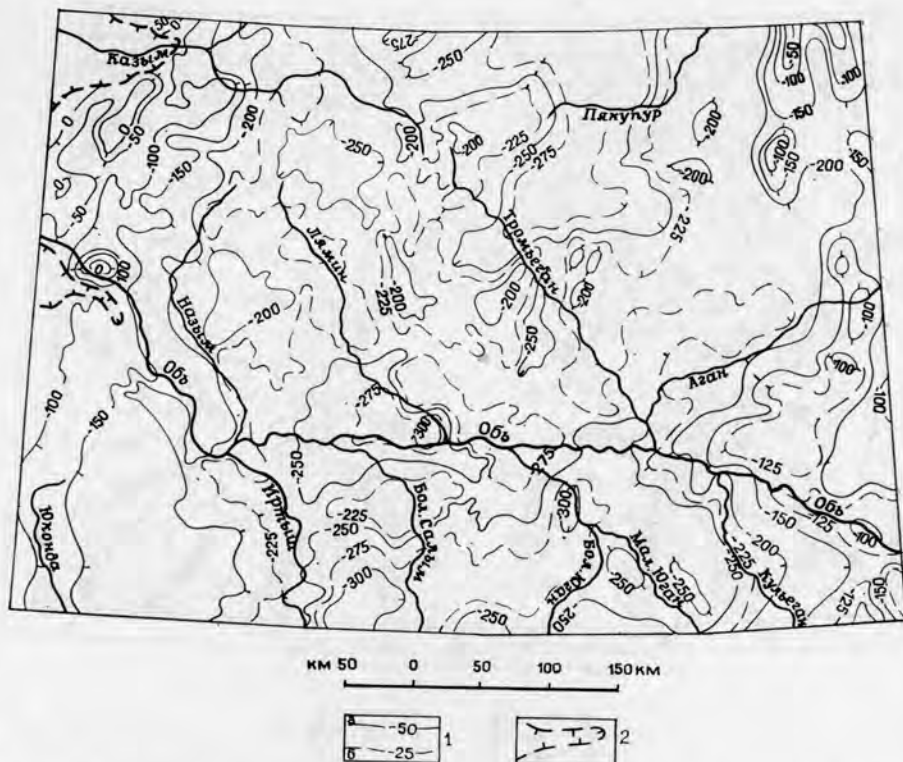


Рис. 10. Структурная карта по кровле тавдинской свиты (кровле эоцена). Составили А. Е. Бабушкин, С. Я. Выдрин.

1 — изогипсы по кровле эоцена: а — основные, б — промежуточные. 2 — границы отсутствия тавдинской свиты.

—1,0 до —1,05 км с отдельными локальными поднятиями до —1,0 км. По кровле люлинворской свиты — впадина северо-северо-восточного простирания с отметками от 0,38 до 0,43 км, ось которой унаследует простирание Аганского грабен-рифта, что еще более подчеркивается структурной картой по кровле тавдинской свиты (отметки днища —0,235 км, бортов —0,2 км). Приведенные данные позволяют выделить эту территорию в Едьяхинскую впадину и исключить ее из площади Нижневартовского мегавала.

Колтогорский мегапрогиб разграничивает Нижневартовский и Александровский мегавалы — Хантейскую и Кеть-Вахскую антеклизы. Мегапрогиб унаследует Колтогорский грабен-рифт. Днище прогиба по кровле доюрского фундамента опущено до отметки 3,5 км, борта —3,0 км, по горизонту Б днище имеет отметку —3,0 км, борта —2,6 км, по Г — —1,0 км и —0,9 км. По кровле люлинворской свиты на месте прогиба формируется структурный мыс, то есть наблюдается инверсия. На временном профиле V МОВ ОГТ, пересекающем Ильякский прогиб Колтогорского мегапрогиба, прогиб прослеживается до кровли верхнего мела. В отложениях палеогена наблюдается полное выполаживание и намечается инверсия.

Мансийская синеклиза — крупнейшая отрицательная надпорядковая структура платформенного чехла — унаследует структуры Уват-Хантымансийского срединного массива. Как древняя блоковая структура земной коры, этот массив на мезозойско-кайнозойском этапе характеризовался слабой тектонической активностью и явился областью более интенсивного общего погружения, по сравнению с окружающими

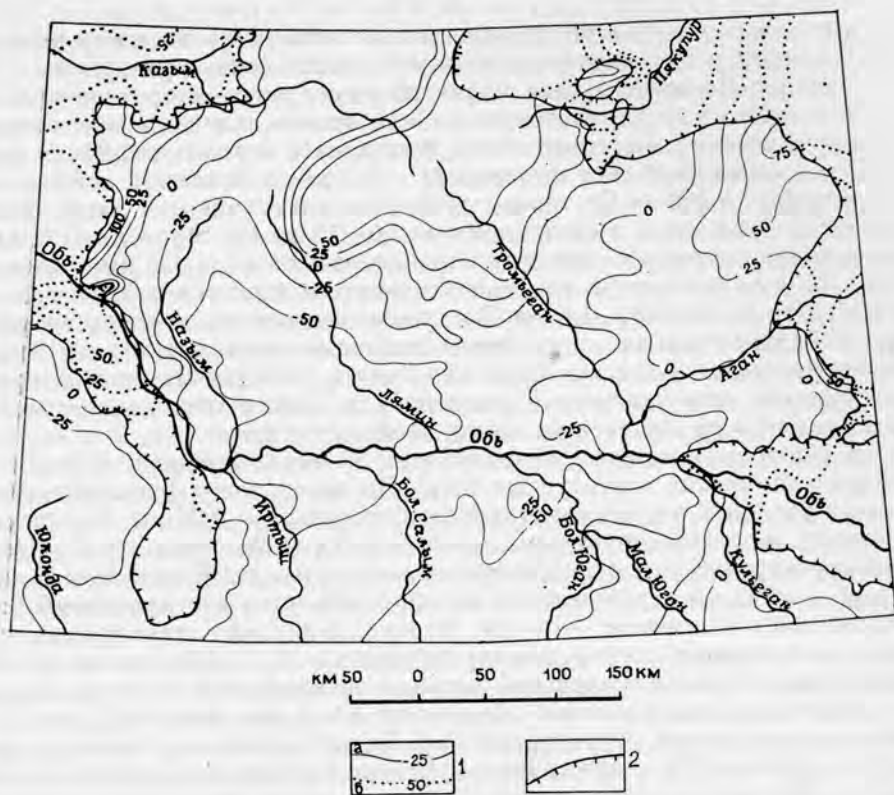


Рис. 11. Структурная карта по подошве туртасской свиты (кровле нижнего — среднего эоцена). Составил А. Е. Бабушкин.

1 — изогипсы: а — достоверные, б — предполагаемые. 2 — границы отсутствия туртасской свиты.

его герцинскими складчатыми системами. Это явилось причиной формирования обширной отрицательной структуры Мансийской синеклизы, днище которой с отметками до  $-3,8-4,0$  км составляют Верхнеляминская зона прогибов, Ляминский мегапрогиб и Ханты-Мансийская впадина. В ее западной части выделяются Шеркалинская зона прогибов и Кондинская моноклираль с отметками кровли фундамента от  $-2,3$  до  $-3,0$  км. На общем фоне этих отрицательных структур I порядка выделяются крупные сводовые поднятия — Красноленинское, Юильское, Унлорское, Западно-Ляминское, природа которых объясняется относительно восходящими движениями, вызванными дифференцированными подвижками структурных зон фундамента, вследствие гранитизации фрагментов байкальских антиклинорных зон в позднем палеозое. В мезозое, особенно раннем, эти движения, по-видимому, еще продолжались. По имеющимся сейсмическим данным, а также временным профилям МОВ ОГТ сводовые поднятия характеризуются сложным строением поверхности доюрского фундамента, а следовательно, и сложность тектоники и фаций ранне-среднеюрских слоев платформенного чехла.

Красноленинская группа поднятий оконтуривается по подошве чехла изогипсой  $-2,6$  км, по горизонту Б —  $2,45-2,5$  км, по горизонту Г свод распадается на ряд мелких поднятий и превращается в структурный мыс. В таком же виде эта структура сохраняется и по кровле люлинворской свиты. Положительные структуры II и III порядков Красноленинской группы поднятий относятся к разряду сквозных. На сейсмопрофилях МОВ ОГТ отчетливо видна высокая степень унаследован-

ности отдельных поднятий с постепенным затуханием по всему разрезу чехла с наиболее интенсивным ростом в юрско-неокомское время.

Западно-Ляминская зона поднятий имеет почти широтное простирание и состоит из Галяновского и Зенковского валов и Сынеганского структурного носа. По поверхности фундамента в восточной части зона поднятий оконтуривается изогипсами —3,2 км, в западной —2,9 км, с амплитудой до 350 м. По горизонту Б отдельные поднятия замыкаются изогипсой —2,8 км, с амплитудами до 50—75 м. По горизонту Г Галяновский вал сохраняет свои очертания по изогипсе —1,025 км, с амплитудой 25 км. Зенковский вал значительно сокращается в размерах и замыкается изогипсой —1,0 км. По кровле люлинворской свиты возрождается Галяновский вал, но с явным смещением купола к югу, он замыкается изогипсой —0,1 км. Остальная часть Западно-Ляминской группы поднятий превращается в моноклинали. Таким образом, активный рост поднятий приходится на юрско-неокомское время.

В Унлорский мегавал объединяются Татьеганский вал, Унлорский и Верхнеляминский структурные носы. По поверхности фундамента мегавал в западной части оконтуривается изогипсой —2,65 км, Унлорский и Верхнеляминский структурные носы —2,85 км. По горизонту Г Унлорский структурный нос обособляется в виде замкнутого поднятия с изогипсой —1,025 км. Татьеганский вал превращается в структурный нос, огибающийся изогипсой —1,0 км. Верхнеляминский структурный нос образует небольшой купол, замкнутый изогипсой —1,025 км, по кровле люлинворской свиты, Унлорский мегавал превращается в моноклираль.

Юльская зона поднятий объединяет Юильское куполовидное поднятие и Кельсинский структурный нос. На сейсмогеологическом профиле XVII МОВ ОГТ., пересекающем Северо-Кельсинский структурный залив и Юильское куполовидное поднятие, видна достаточно высокая степень унаследованности структурного плана по горизонтам А, Б, М и Г, а также блоковое строение фундамента, обусловленное разломами, проникающими из фундамента в тюменскую свиту.

Восточная граница Мансийской синеклизы унаследует глубинный разлом, разделяющий Уват-Хантымансийский срединный массив и герциниды Салымской и Центрально-Западносибирской складчатых систем. Западнее этого разлома располагаются наиболее погруженные отрицательные структуры: Хантымансийская впадина, Ляминский мегапрогиб, Верхнеляминская зона прогибов, к которой следовало бы присоединить Юильское и Тромьеганское куполовидные поднятия, Айпимский вал и Нижнесортымский структурный нос.

В западной части Мансийской синеклизы выделяется Кондинская моноклираль, граничащая с Внешним поясом. Поверхность фундамента в пределах Кондинской моноклинали постепенно погружается от 2,2 км до —2,8—3,0 км, по горизонту Б от —2,25 до 2,7 км, по горизонту Г от —0,925 км до 1,1 км, по кровле люлинворской свиты от —0,2 до —0,325 км и по кровле тавдинской свиты от —0,1 до —0,2 км. Моноклираль осложнена Шебурским куполовидным поднятием, Юкондинским валом и Кашатским структурным носом, в фундаменте которых картируются гранитные массивы. Судя по временным и сейсмологическим профилям МОВ ОГТ V, VI и VII и изменению мощностей отдельных горизонтов платформенного чехла, конседиментационный рост положительных структур происходил в ранне-среднеюрское (36%), неоком-аптское (36%), апт-альб-сеноманское (18%) время, что позволяет отнести структуры II и III порядков Кондинской моноклинали к подклассу затухающих вверх по разрезу.

Ханты-Мансийская впадина охватывает территорию бассейна нижнего течения р. Иртыш и самую южную оконечность Белогорского материка. По поверхности доюрского фундамента преобладают глубины от —3,0—3,2 км до —3,6 км, по горизонту Б от —2,8—2,9 км до



—3,0 км, по горизонту Г от —1,0 до —1,1 км. Впадина осложнена положительными структурами II порядка: Фроловским и Болчаринским валами, Нижнешапшинским куполовидным поднятием и Южно-Ковенским структурным носом, которые характеризуются невысокими амплитудами прироста в юрско-неокомское время и затухают вверх по разрезу. В Шеркалинскую зону прогибов объединяются с северо-запада на юго-восток Лыхминский прогиб, Мозямский вал, Бобровская впадина, Казымский, Амнинский валы, Октябрьское куполовидное поднятие, Западно-Помутский прогиб, Восточно-Октябрьская котловина, Сотниковский прогиб, а также Помутское куполовидное поднятие, Верхнеамнинский вал, Центральный структурный нос. Конфигурация этих структур весьма напоминает наклоненную гофрированную стиральную доску. На XIX и XVIII временных сейсмологических профилях МОВ ОГТ, проведенных почти вкрест простирания Шеркалинской зоны, отчетливо проявляется высокая степень унаследованности валов и куполовидных поднятий в юре и мелу. Максимальный прирост амплитуд падает на ранне-среднеюрское время (41%). В последующие эпохи поднятия постепенно затухают вверх по разрезу.

Структуры Шеркалинской зоны унаследуют северо-северо-восточное простирание глубинного разлома, отделяющего Уват-Хантымансийский срединный массив от поздних герцинид Уральской складчатой системы, и простирание структур Шеркалинского мегасинклинория, слагающего фундамент этой зоны.

Отнесение Шеркалинской зоны прогибов к Мансийской синеклизе произведено на основании глубин залегания фундамента, превышающих 2,5 км. По генетическому типу развития и северо-северо-восточному простиранию слагающих ее линейных структур, ее следовало бы отнести к Внешнему поясу, структуры которого унаследуют структурно-формационные зоны Уральской складчатой системы. По поверхности фундамента (А), подошве баженовской свиты (Б), кровле уватской свиты (Г), люлинворской и тавдинской свит это типичная моноклиналь, осложненная системой линейно вытянутых в северо-северо-восточном направлении валов и прогибов.

Пурский желоб охватывает территорию верховий Апакапура, Вынгайи, Етыпура и Агана. Он образован системой узких линейных высокоамплитудных структур, унаследующих желоба над Колтогорско-Уренгойским и сливающимся с ним Аганским грабен-рифтами (Верхнеаганский, Восточно-Варьеганский, Ампутинский мегапрогибы, Тагринский и Верхнепурский мегавалы) и восточную часть Апакапурской структурно-формационной зоны фундамента, примыкающую к глубинным разломам, отделяющим ее от рифтовой зоны (Варьеганский и Вынгапурской мегавалы, Ампутинский и Пякупурской мегапрогибы). Структуры Пурского желоба относятся к подклассу сквозных высокоамплитудных, прослеживающихся по всему разрезу платформенного чехла. Анализ изменения мощностей отдельных горизонтов платформенного чехла по данным бурения и на сейсмических и временных профилях МОВ ОГТ V, XIII, XIV, XV и XVI показывает, что прирост и рост структур Пурского желоба падает на раннюю—среднюю юру, поздний мел и палеоген.

На рассматриваемой территории в осадочном чехле плиты закартировано 564 положительных структуры III порядка — локальных поднятий. Подавляющая их часть располагается на положительных структурах I и II порядка. Локальные поднятия являются основным объектом изучения при нефтепоисковых работах. Размеры структур колеблются от 2×3 до 30×50 км, площади — от 5 до 1200 км<sup>2</sup>, амплитуды по нижним горизонтам мезозоя — от десятков метров до 200—300 м. Вверх по разрезу амплитуды структур затухают и по маркирующим горизонтам палеогена не превышают 10—40 м. Большинство локальных поднятий

являются конседигенными и имеют в своем основании выступ фундамента. Угол наклона на крыльях изменяется от десятков минут до 10—12°. Углы наклона мезозойских пород, непосредственно залегающих на фундаменте, не превышают 2—5°, а по верхним горизонтам в палеогене — не более 20—30° [15].

Наряду с пликативными структурами в низах платформенного чехла по данным МОВ ОГТ отмечаются разрывные нарушения, проникающие в чехол фундамента. В зависимости от стратиграфического интервала разрывные нарушения можно подразделить на: 1) разрывные нарушения фундамента, не проникающие в чехол (часть из них закартирована на геологической карте доюрских образований); 2) разрывные нарушения фундамента, проникающие в платформенный чехол; 3) разрывы северо-восточного простирания с неясной глубиной проникновения в чехол, выраженные в ландшафте местности в виде линейментов и ложбин стока. По данным временных сейсмических и сейсмогеологических разрезов по 19 профилям, на данной территории большинство разрывных нарушений фундамента проникает в нижние горизонты чехла (люменскую свиту), вплоть до баженовской свиты. Над зонами рифтов — в желобах — разрывные нарушения, как правило, проникают до баженовской свиты, а некоторые из них вплоть до покурской свиты — Пякупурской, Восточно-Варьеганский и другие прогибы Пурского желоба.

## НЕОТЕКТОНИКА

Анализ структурных карт по опорным стратиграфическим горизонтам показывает (см. рис. 6—11), что на фоне общего унаследованного развития региона существенная перестройка его структурного плана происходила на рубеже эоцена и олигоцена, который некоторыми исследователями и предлагается принимать за начало неотектонического этапа. Структурная карта по кровле тавдинской свиты (см. рис. 10) отражает основные структурные элементы, но они существенно искажены наложенными на него в олигоценное время эрозионными процессами, что не позволяет принять структурный план по кровле свиты за основу при реконструкции неотектонических движений.

Первый опыт построения карты новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины, в том числе и описываемой территории, был предпринят в СНИИГГиМСе коллективом авторов под руководством И. П. Варламова [10]. За начало неотектонического этапа было принято время регрессии туртасского озера-моря. Были построены структурные карты по кровле туртасской свиты (журавский горизонт), которые и были положены в основу неотектонического районирования. Но для описываемой территории этот вариант также не может быть принят в связи с глубоким размывом кровли туртасской свиты. Нами при анализе новейшей тектоники принимается за основу структурная карта по подошве туртасской свиты (см. рис. 11).

Описываемая территория в соответствии с подразделениями И. П. Варламова и др. [30] охватывает преимущественно две надпорядковые структуры — Сибирско-Увальскую новейшую гряду и Среднеобскую крупную впадину, к которой с северо-запада примыкает Нижнеобская крупная структурная ступень, а с юго-востока — Кеть-Вахский крупный структурный залив (рис. 12).

Сибирско-Увальская гряда занимает преимущественно всю северную часть территории, протягиваясь в субширотном направлении от Белогорского материка на западе до восточной рамки листа и представлена тремя поднятиями, разделенными седловинами. Как поднятия, так и вся зона в целом хорошо выражены геоморфологически и отчетливо выделяются при морфологических построениях (см. рис. 12).

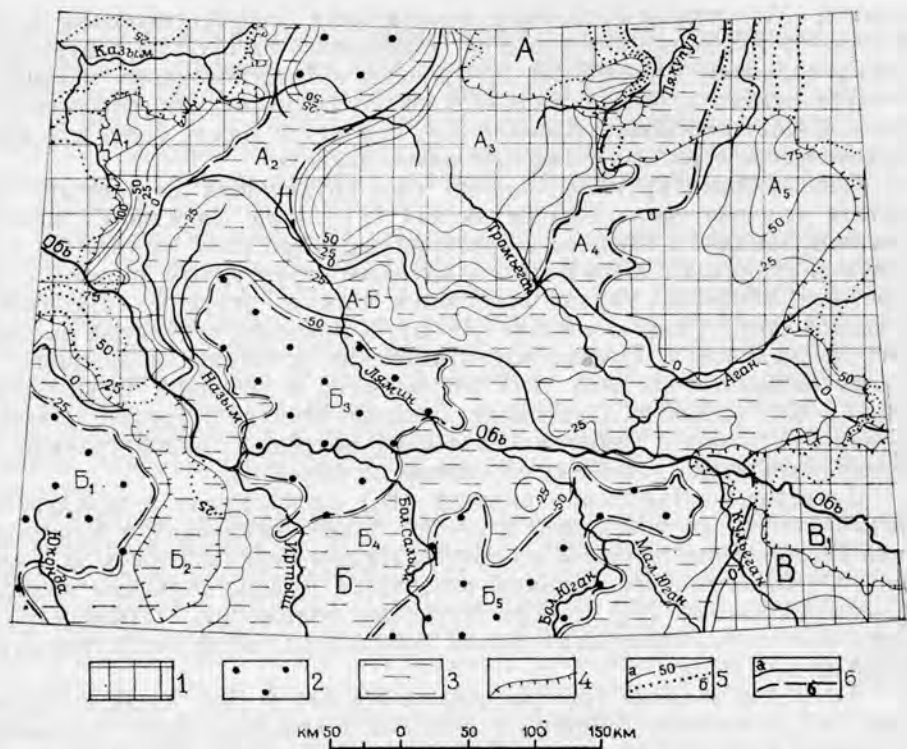


Рис. 12. Схема неотектонического районирования. Составил А. Е. Бабушкин.

1 — поднятия, 2 — впадины, 3 — седловины и ступени, 4 — контур размыва туртасской свиты, 5 — изогипсы подошвы туртасской свиты: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — границы областей (А, Б, В) и зон (А<sub>1</sub>, Б<sub>1</sub> и т. д.): а — достоверные, б — предполагаемые.

Обозначения и названия структур: А — Северо-Увальская гряда: А<sub>1</sub> — Белогорское поднятие, А<sub>2</sub> — Назым-Верхнеказымская седловина, А<sub>3</sub> — Пякупурско-Тромъеганское поднятие, А<sub>4</sub> — Энтльимиягунская седловина, А<sub>5</sub> — Вынгапурское поднятие; Б — Среднеобская крупная впадина: Б<sub>1</sub> — Юкондинская впадина, Б<sub>2</sub> — Красноленинское валобразное поднятие, Б<sub>3</sub> — Елизаровско-Ляминская впадина, Б<sub>4</sub> — Салымская зона поднятий, Б<sub>5</sub> — Юганская впадина; А-Б — Ляминско-Аганская структурная ступень; В — Кеть-Вахский крупный структурный залив: В<sub>1</sub> — Усть-Вахский структурный нос.

Белогорское поднятие (А<sub>1</sub>) расположено в западной части территории на правом берегу субмеридионального течения р. Обь, приурочено к северо-западной части Мансийской синеклизы (Красноленинская зона поднятий и Шеркалинская зона прогибов). Оно хорошо орографически выражено и в современном срезе имеет наиболее высокие абс. отметки (от 160—170 до 231 м). Амплитуды неотектонических движений от 0 до 110—120 м: наибольшая интенсивность их затухает и структура переходит в Назым-Верхнеказымскую седловину (А<sub>2</sub>) северо-восточного простирания, соответствующую Верхнеляминской зоне прогибов, которая затем переходит в Верхнеказымскую мегаседловину, являющуюся составной частью Надым-Тазовской глубокой синеклизы [30].

Пякупурско-Тромъеганское поднятие (А<sub>3</sub>) расположено на междуречье Пяку-Пура и Тром-Егана и приурочено к западной части Северо-Сургутской моноклинали. Оно имеет простое строение и плавные границы. Амплитуда неотектонических движений от 0 до 90 м.

Вынга-Пурское поднятие (А<sub>5</sub>) расположено в восточной части территории в пределах Нижневартовского мегавала и Пурского желоба, отделяется от предыдущего четко выраженной Энтльимиягунской сед-

ловниной (А<sub>4</sub>) северо-восточного простирания, соответствующей в общем плане Ярсомовскому прогибу. Наибольшие амплитуды неотектонических поднятий (90—100 м) приурочены к Вынгапурскому мегавалу. Следует отметить, что в восточной части поднятия, соответствующей Уренгой-Колтогорскому грабен-рифту, структура имеет более сложное тектоническое строение и высокую интенсивность.

Среднеобская крупная впадина (Б), крупнейшая по площади новейшая отрицательная надпорядковая структура Западно-Сибирской равнины, заходит в пределы территории своей северной частью. На востоке она граничит с Кеть-Вахским крупным структурным заливом с севера, от Сибирских Увалов отделяется четким уступом — Ляминско-Аганской структурной ступенью (А—Б). В пределах структуры выделяются Юкондинская, Елизаровско-Ляминская и Юганская впадины.

Юкондинская впадина (Б<sub>1</sub>) расположена в западной части территории в бас. р. Конда. Она имеет довольно простое строение, плавные границы и только с Сибирско-Увальской новейшей грядой граница ее четкая. Амплитуда новейших опусканий до 40—45 м.

Елизаровско-Ляминская впадина (Б<sub>3</sub>) расположена в междуречье Назыма—Лямина, унаследует в общем плане Ляминский и Елизаровский мегапрогибы, переходя к северу в Надым-Верхнеказымскую седловину. От Юкондинской впадины отделяется Красноленинским валообразным поднятием (Б<sub>2</sub>), соответствующим положению Потымецкого и Ендырского куполовидных поднятий. Амплитуды неотектонических опусканий до 55—60 м.

Юганская впадина (Б<sub>5</sub>) расположена в бас. р. Бол. Юган и отделяется от Елизаровско-Ляминской впадины Салымской зоной поднятий. На севере граничит по уступу с Сибирско-Увальской грядой, на западе — с Усть-Вахским структурным мысом, входящим в Кеть-Вахский крупный структурный залив (В). Впадина имеет наибольшую амплитуду опускания до 70—75 м, протягиваясь заливом в северо-восточном направлении, отделяя Сибирско-Увальскую новейшую гряду от Кетско-Вахского крупного структурного залива. Анализ геоморфологических и геофизических данных позволяет в пределах впадины выделить систему линейных элементов субширотного простирания, параллельных современной долине р. Обь.

Ляминско-Аганская структурная ступень (АБ) представляет собой пограничный с Сибирско-Увальской грядой неотектонический элемент. Она наклонена в южном направлении в сторону Елизаровско-Ляминской и Юганской впадин. Относительные амплитуды неотектонических движений достигают 50—70 м. Сопоставление структурных карт туртасской и тавдинской свит свидетельствует, что они в структурном плане в общем повторяют друг друга, за исключением Юкондинской впадины, которая испытывала в олигоцене некоторое поднятие. Этот факт говорит о том, что основные неотектонические движения происходили в послетуртасское время. Характер неоген-четвертичных образований района свидетельствует о том, что наиболее интенсивные неотектонические движения происходили на границе плиоцена и четвертичного времени. В результате поднятий территории (с амплитудой от 70 до 100 м и более) образовались переуглубленные долины рек Обь, Казым, Пяку-Пур и др. В четвертичное время, до конца среднего плейстоцена включительно, происходили нисходящие неотектонические движения интенсивностью до 100—120 м на фоне неравномерных гляциоэвстатических колебаний, а затем восходящие с амплитудой 80—100 м. Дифференцированные неотектонические движения, в общем унаследующие дочетвертичный структурный план, происходят и в современное время. В районах опускания болота интенсивно наступают на леса, постепенно вытесняя их. Этот процесс наблюдается на некоторых сравнительно расчлененных водоразделах, приуроченных к Юганской впадине. Болота про-

никают на междуречья по лапчато-разветвленной овражно-балочной сети мелких притоков рек Бол. и Мал. Югана. В районах поднятий (Сибирские Увалы) наблюдается обратный процесс — наступление лесов на болота. О новейших неотектонических движениях свидетельствуют также однотипные деформации разновозрастных четвертичных отложений по профилям буровых скважин. Интенсивность этих движений на некоторых участках оценивается в 25—30 м.

Всеми исследователями, проводившими работы на описываемой территории, отмечаются своеобразные линейные формы рельефа (линеаменты), которые расцениваются некоторыми как разрывные тектонические нарушения, выходящие на поверхность. В то же время сейсмические данные свидетельствуют, что разрывные нарушения, установленные в фундаменте, обычно не прослеживаются в чехле выше тюменской свиты. В связи с этим указанные выше линейные формы, очевидно, не связаны непосредственно с тектоническими нарушениями, а имеют экзогенную природу и определяются как «линейный геоморфологический элемент».

Линейные геоморфологические элементы наиболее широко развиты в пределах Сибирско-Увальской гряды и особенно в районах Белогорского и Вэнгапурского поднятий. Простираются они северо-западное, северо-восточное и широтное. Особенно хорошо выражен линейный элемент северо-западного простирания, приуроченный к долине Оби. Он прослеживается вдоль Белогорского материка и уходит на западе за пределы района. Характерно четкое соответствие некоторых линейных геоморфологических элементов тектоническим разломам фундамента. В восточной части территории, в пределах Уренгойско-Колтогорского рифта, разломы находят отображение на поверхности в виде спрямленных участков долин рек, эрозионных уступов, линейно вытянутых цепочек озер. Образование подобных форм, на наш взгляд, вызвано неравномерным протаиванием мерзлых пород, реликтов древних похолоданий, за счет внутреннего тепла Земли с образованием «линейных» таликов, соответствующих зонам глубинных разломов и рифтовым зонам, по которым наиболее интенсивно проявились эрозионные процессы. Этим объясняется также образование многократно наложенных глубоко врезуемых переуглубленных долин, а также ложбин стока, широко развитых в более южных районах.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Описываемая территория располагается в центральной части Западно-Сибирской равнины и представляет собой плоскую или слабо всхолмленную сильно заозеренную и заболоченную террасированную поверхность с абс. отметками от 20—25 до 200—230 м, расчлененную р. Обь и ее притоками: Иртышом, Бол. Салымом, Бол. Юганом, Вахом, Тром-Еганом, Пяку-Пуром и др. Современный рельеф территории оформился в неоген-четвертичный этап в результате речной, озерной и ледниковой аккумуляции, происходящей на фоне как региональных, так и локальных неотектонических движений различного знака. При этом к новейшим поднятиям приурочены междуречные плато (Сибирские Увалы), а к новейшим прогибам — террасированные озерно-аллювиальные равнины. Выделяется аккумулятивно-денудационный и аккумулятивный типы рельефа, первый характерен для Сибирско-Увальской новейшей гряды, второй — для Среднеобской крупной впадины (рис. 13).

### АККУМУЛЯТИВНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Сибирско-Увальская гряда занимает наиболее высокое положение в районе, располагаясь на абс. отметках от 100—110 до 230 м. Решающее значение на формирование структуры Сибирских Увалов и ее рельефа оказали самаровский и тазовский ледниковые покровы и новейшие тектонические движения. Рельеф Увалов плоский, пологоволнистый, увалистый, участками холмисто-грядовый, существенно переработанный последующими эрозийными процессами. Наиболее интенсивно они проявились в западной части территории, в пределах Белогорского поднятия, где в результате новейших тектонических движений оказались выведенными на поверхность дочетвертичные породы, что хорошо наблюдается в обнажениях Белогорского материка. Восточнее интенсивность эрозийных процессов уменьшается.

Поверхность сложена преимущественно песчаным материалом, крупность которого уменьшается по мере удаления от краевой зоны Тазовского ледникового покрова. Характерной особенностью этой зоны является наличие небольших холмов высотой от 5—10 до 40 м и протяженностью от 300—500 до 1000 м и более, образующих гряды различного направления. Холмы сложены обычно с поверхности гравийно-песчано-валунным материалом, который как бы бронирует холмы и по своему происхождению является перлювием, образовавшимся в результате выноса из флювиогляциальных песков мелкозема и накопления на месте грубого обломочного материала. На Обско-Назымском и Назым-Ляминском междуречьях, а также на Обь-Аганском и Обско-Кондинском водоразделах рельефообразующие флювиогляциальные отложе-

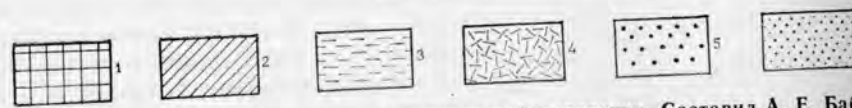
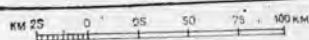
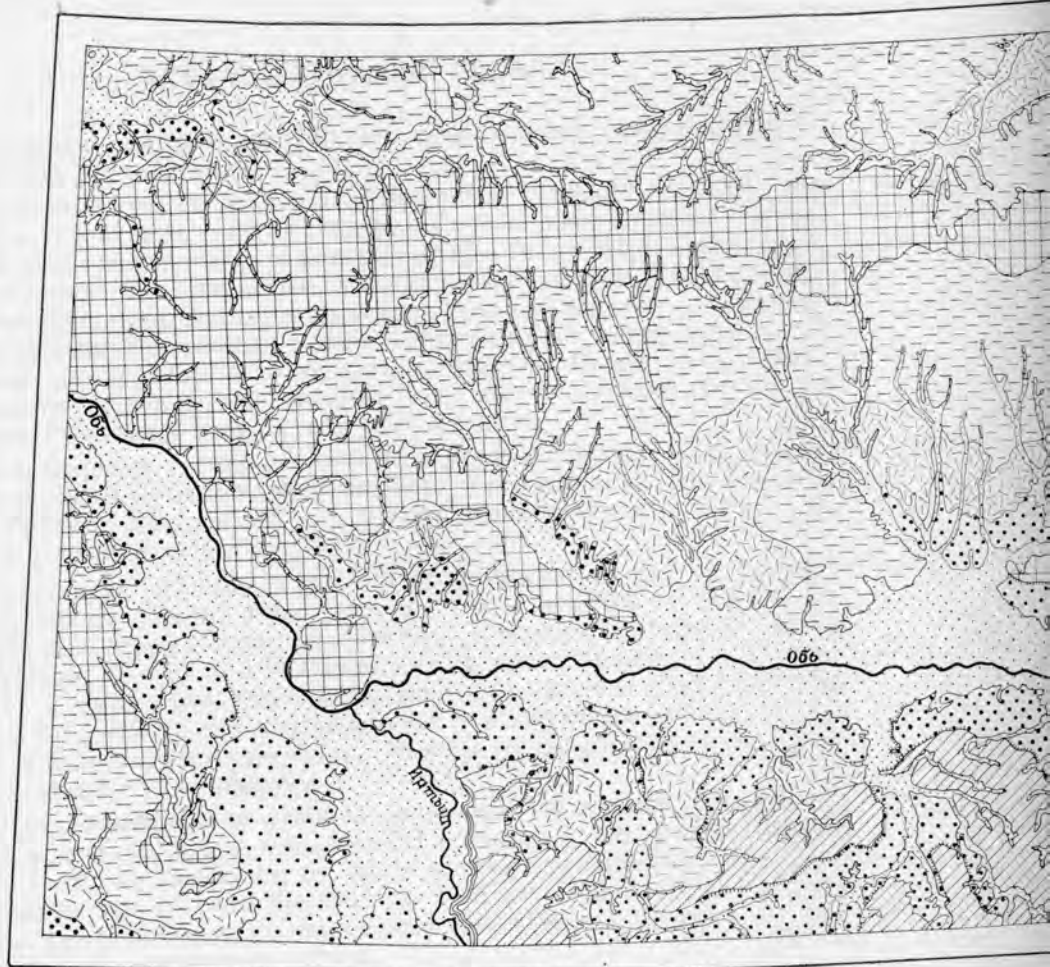


Рис. 13. Схема геоморфологического районирования. Составил А. Е. Баб

Аккумулятивно-денудационная поверхность: 1 — Сибирско-Увальская гряда. Аккумулятивные поверхности: 2 — аккумулятивная равнина; 3 — четвертая озерно-аллювиальная терраса; 4 — третья озерно-аллювиальная терраса; 5 — вторая озерно-аллювиальная терраса; 6 — первая аллювиальная надпойменная терраса и пойма; 7 — уступы

В юго-западной части описываемой территории, в пределах Обь-Кондинского междуречья, на поверхности террасы развит эоловый гривный рельеф.

Первая надпойменная терраса широко развита в долине Оби и ее притоков, достигая на отдельных участках ширины 40 км. Абс. отметки ее поверхности — 30—40 км, относительные превышения — до 15 м. Терраса отделяется от второй уступом высотой от 4 до 10 м, который на юго-западе Иртыша маскируется мощными торфяниками.

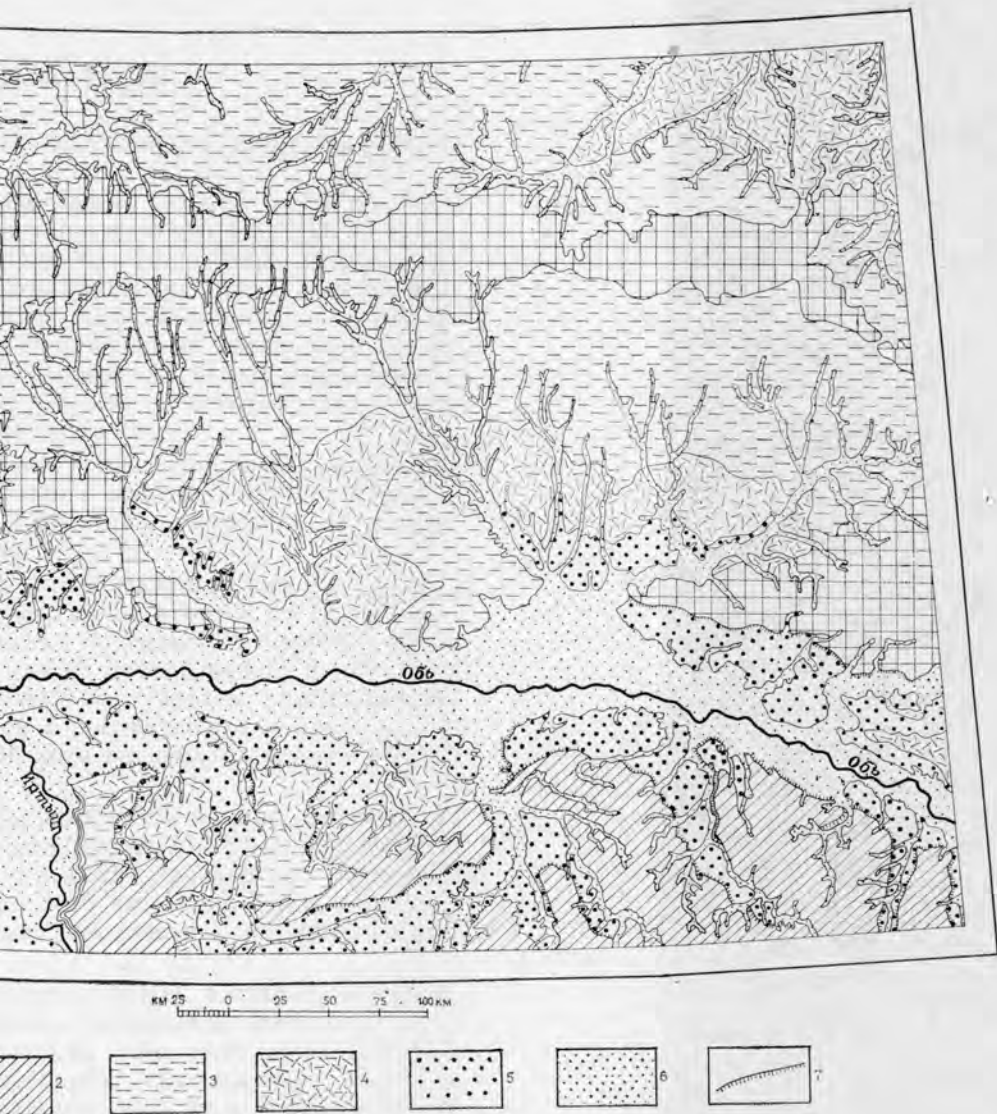


Схема геоморфологического районирования. Составил А. Е. Бабушкин.

1 — Сибирско-Уральская гряда. Аккумулятивные поверхности: 2 — среднечетвертичная озерно-аллювиальная терраса; 3 — третья озерно-аллювиальная терраса; 4 — третья озерно-аллювиальная терраса; 5 — вторая аллювиальная терраса; 6 — аллювиальная надпойменная терраса и пойма; 7 — уступы эрозионные.

территории, в пределах Обь-Континентальной террасы развит эоловый гривный

широко развита в долине Оби и ее частях ширины 40 км. Абс. отметки ельные превышения — до 15 м. Тер-высотой от 4 до 10 м, который на кируется мощными торфяниками. участками мелкобугристые эоловые



ния почти полностью размывы и на поверхности почти повсеместно залегают моренные суглинки самаровского горизонта, формирующие плоские, иногда холмистые, слабо заболоченные ландшафты.

## АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Характерен для разновозрастных поверхностей, приуроченных к Среднеобской крупной впадине.

Среднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина занимает южную часть территории, слагая водораздельные пространства Обь-Иртышского междуречья с абс. отметками от 60—70 до 104 м. Поверхность сложена существенно глинистыми отложениями сузгунской свиты, образование которой происходило в обширном озерном водоеме, обусловленном подпруживанием речных систем, стекающих на север, покровными ледниками самаровского и тазовского оледенений. Поверхность озерно-аллювиальной равнины выровненная, плоская, участками сильно расчлененная, с большим количеством озер и болот.

Более молодые геоморфологические уровни озерно-аллювиального и аллювиального происхождения тяготеют к современным речным долинам и образуют нисходящий ряд поверхностей (террас), из которых наиболее отчетливо выделяются четыре.

Четвертая надпойменная терраса прослеживается как по правому, так и по левому берегам Оби, в пределах абс. отметок от 60 до 110—120 м. На левобережье Оби абс. отметки поверхности террасы обычно не превышают 80—85 м, в то время как на правобережье, в зоне, прилегающей к Сибирским Увалам, тыловой шов террасы фиксируется на отметках 110—120 м, что связывается с последующим поднятием территории в неотектоническом этапе. Об этом же свидетельствует существенно песчаный состав террасы.

Третья надпойменная терраса располагается на абс. отметках от 50 до 63 м, поднимаясь на правобережье Оби до 70—80 м. Ширина террасы от 5—10 до 20—35 км, от более высоких уровней она отделяется свивелированным уступом высотой до 3—5 км. Поверхность террасы, особенно на правобережье Оби, сильно заболочена и заозерена, и границы ее устанавливаются с трудом.

Вторая надпойменная терраса имеет широкое распространение по долине Оби, достигая ширины 45—50 км, проникая далеко на юг по ее наиболее крупным левобережным притокам. Абс. отметки ее поверхности — от 35—40 до 50—54 м, относительные превышения — 18—22 м. На левобережье Оби и в бассейне нижнего течения р. Назым терраса отделяется от вышележащей поверхности четким непрерывным уступом высотой до 10 м, хорошо дешифрируемым на аэрофотоснимках. Поверхность ее характеризуется сильной заболоченностью и заозеренностью. На правобережье Оби терраса располагается на более высоких абс. отметках (до 60 м), граница ее с вышележащим уровнем неотчетливая. В юго-западной части описываемой территории, в пределах Обь-Кондинского междуречья, на поверхности террасы развит эоловый гривный рельеф.

Первая надпойменная терраса широко развита в долине Оби и ее притоков, достигая на отдельных участках ширины 40 км. Абс. отметки ее поверхности — 30—40 м, относительные превышения — до 15 м. Терраса отделяется от второй уступом высотой от 4 до 10 м, который на левобережье Оби и Иртыша маскируется мощными торфяниками. На поверхности террасы развиты участками мелкобугристые эоловые образования.

Пойменная терраса имеет ширину от 15—20 до 40 км и высоту от 2—3 до 5—8 м. В долинах Оби и Иртыша выделяются низкая (2—5 м) и высокая (5—8 м) поймы. Высокая пойма характеризуется сглаженным рельефом и наличием почвенного и растительного покровов, в пределах низкой поймы хорошо выделяется система прирусловых валов.

В северной части описываемой территории, в области развития многолетней мерзлоты, на поверхности террас и пойм небольших рек широко развиты морфоструктуры криогенного происхождения (бугры пучения, термокарстовые западины и т. д.). Первичная поверхность очень сильно изменена и имеет бугристо-западинный характер.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В гидрогеологическом отношении описываемая территория располагается в пределах центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. Водоносные горизонты и комплексы приурочены к мощной (до 3500 м) толще пород мезозоя и кайнозоя, слагающих платформенный чехол и характеризующихся различным литологическим составом, что в конечном счете определяет закономерности распространения и характер подземных вод.

По имеющимся данным, в разрезе платформенного чехла выделяется два гидрогеологических этажа, разделенных региональным водоупором, представленным мощной (до 600—900 м) глинистой толщей верхнемелового и палеогенового возрастов. Верхний гидрогеологический этаж включает в себя водоносные горизонты и комплексы к отложениям олигоцен-четвертичного возраста и характеризующиеся безнапорными или слабо напорными водами и активным водообменом, совмещением областей питания с областями разгрузки. Воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые слабо минерализованные. Питание осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков, частично за счет подтока из нижележащих горизонтов. Разгрузка происходит в естественные дрены: реки, ручьи, озера. В пределах верхнего гидрогеологического этажа выделяется девять водоносных горизонтов (комплексов) (рис. 14, 15).

1. Водоносный горизонт современных болотных отложений развит на всех геоморфологических уровнях, имеет сплошное распространение и только в северной части, в связи с наличием многолетней мерзлоты, становится прерывистым. Вмещающими породами являются торфа, среди которых встречаются все типы залежей (верховые, переходные и низинные). Коэффициенты фильтрации изменяются в широких пределах от 0,0028 до 4,75 м/сут, достигая наибольшего в торфах повышенной степени разложения. Мощность водоносного горизонта — до 10,5 м, водообильность — до 0,0001—0,12 л/с. Воды ультрапресные с минерализацией от 0,02 до 0,09 г/л, гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатные, очень мягкие (0,1—0,15 мг-экв), слабокислые (рН 4,2—6,5), содержание  $\text{NH}_4$  от 0,8—1,5 до 4,5—6 мг/л, суммарного железа 0,4—1,5 редко 3—6 мг/л. Окисляемость вод по  $\text{O}_2$  достигает 11,2 и даже 32 мг/л. Воды горизонта обладают общекислотной и выщелачивающей агрессивностью (редко углекислотной) по отношению к бетону.

2. Водоносный горизонт верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений первых надпойменных террас и пойм.

Водовмещающие отложения представлены преимущественно песками, которые на отдельных участках перекрываются суглинками и супесями. Коэффициент фильтрации песков от 0,7 до 12,3 м/сут. Мощность водоносного горизонта в долинах Оби и Иртыша достигает 25—30 м, сокращаясь до 10—15 м и более на их притоках. Воды безнапорные. Общий уклон грунтового потока совпадает с уклоном речных долин и

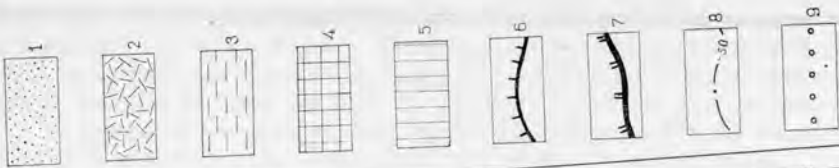


Рис. 14. Схематическая гидрогеологическая карта. Составил А. Е. Бабушкин.

Водоносные горизонты (комплексы) первого гидрогеологического этажа: 1 — аллювиальные отложения пойм и первых надпойменных террас; 2 — аллювиальные отложения второй надпойменной террасы; 3 — озерно-аллювиальные отложения третьей и четвертой надпойменных террас; 4 — флювиогляциальные и озерно-аллювиальные отложения тазовского и ширтинского горизонтов; 5 — аллювиальные отложения тобольской свиты, перекрытые водоупорной сузунской толщей и отложениями бахтинского надгоризонта; 6 — границы водоносного горизонта бещеульской свиты; 7 — границы водоносного горизонта атлымской и новомихайловской свит; 8 — изогипсы кровли тавдинского горизонта; 9 — границы распространения реликтовой многолетней мерзлоты.

не превышает обычно 0,002 м/км. Водообильность горизонта высокая, удельные дебиты скважин 0,3—1,6 л/с, расходы родников от 0,01 до 1,5 л/с.

Воды ультрапресные и пресные с минерализацией 0,02—0,25 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевого, мягкие, реже умеренно жесткие, от слабокислых до слабощелочных (рН 6,3—7,6). В южной части территории в водах повсеместно присутствует  $\text{NH}_4$  (2,1—4,7 мг/л), максимальное количество которого отмечается в районе г. Нижневартовск. Суммарное содержание железа не превышает 1,8 мг/л. В отдельных случаях (р. Мал. Салым) отмечается  $\text{NO}_2$  в количестве 0,6—3,0 мг/л.

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, паводковых вод, а также подтока из вышележащих водоносных горизонтов. Годовая амплитуда колебания уровня в долине Оби достигает 2,9—5,5 м. Максимальная — в конце июня — начале июля, минимальная — конец марта — начало апреля. Воды горизонта могут быть использованы для водоснабжения населенных пунктов при надежной санитарной охране водозаборов и устройств очистных сооружений.

3. Водоносный комплекс вторых надпойменных террас имеет широкое распространение в долине Оби и ее левобережных притоков. Водовмещающими являются мелкозернистые пески, перекрытые на отдельных участках суглинками и супесями. Коэффициент фильтрации песков — от 0,29 до 10,2 м/сут, в среднем 0,4—0,7 м/сут. Мощность водоносного горизонта в долине Оби достигает 20—25 м, сокращается до 10—15 м и более на ее малых притоках. Глубина залегания грунтовых вод от 1—5 до 12—14 м. Воды безнапорные. Дебиты скважины от 0,8 до 1,25 л/с при понижении уровня воды на 2,9—3,4 м. Расходы родников от 0,05 до 1,5 л/с. Воды пресные и ультрапресные с минерализацией 0,3—0,45 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные кальциево-магниевого, очень мягкие и умеренно жесткие (0,3—12,7 мг-экв) от слабокислых до слабощелочных (рН 5,4—7,8). Почти постоянно присутствует  $\text{NH}_4$  (от сотых долей до 30 мг/л) и иногда (с. Сытомино)  $\text{NO}_2$  и  $\text{NO}_3$  до 140 мг/л. Воды горизонта рекомендуются к использованию для питьевых нужд при создании определенных условий санитарной охраны.

4. Водоносный комплекс третьей и четвертой надпойменных террас характеризуется почти сплошным распространением, и только в северной части территории, в зоне развития островной мерзлоты, он имеет прерывистый характер. Водовмещающие породы представлены песками, которые на правобережье Оби, в пределах Сибирских Увалов, имеют плащеобразное залегание со слабым наклоном в сторону довольно мощной пачкой супесчаных пород, что обуславливает на отдельных участках слабонапорный характер вод. Мощность горизонта — от 10—15 до 25 м. Глубина залегания грунтовых вод — от 0,2 до

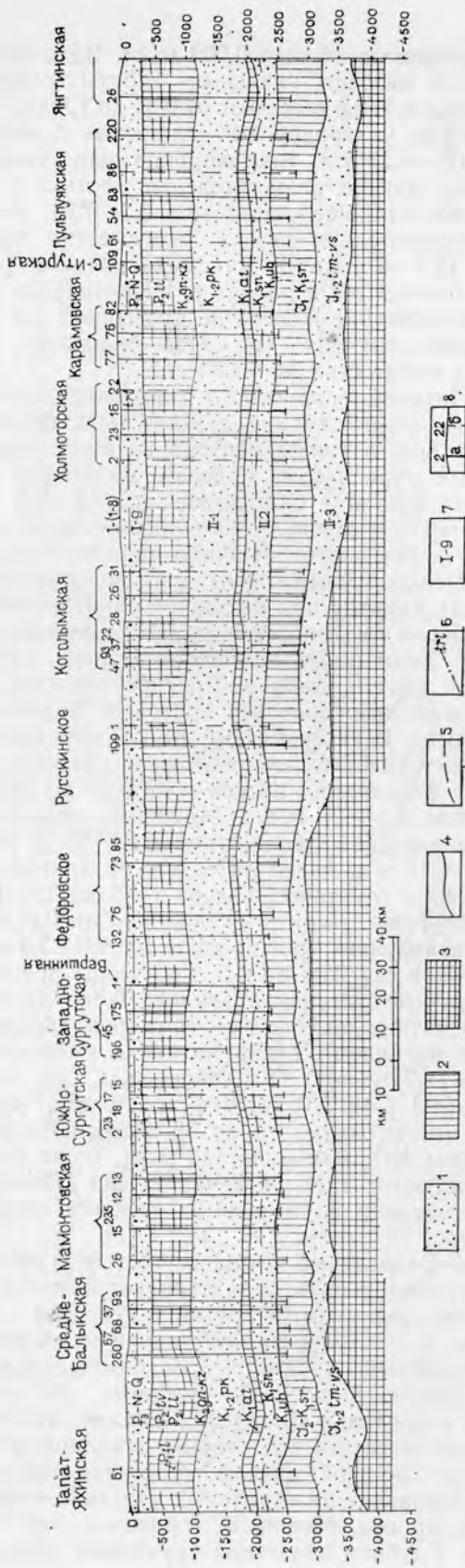


Рис. 15. Схематический гидрогеологический разрез по профилю А—Б (к рис. 14). Составили А. Е. Бабушкин, С. Б. Шацкий.

1 — водовмещающие породы: пески, алевроиты, супеси; 2 — водоупорные породы: глины, алевроиты; 3 — породы доюрского фундамента; 4 — границы гидрогеологических комплексов; 5 — границы стратиграфических подразделений; 6 — границы подошвы туртасской свиты; 7 — номера водоносных горизонтов (комплексов) по этажам: арабские цифры — номер этажа, арабские — номер горизонта (комплекса); 8 — глубокие скважины (разведочные площади и их номера): а — в профиле, б — снесенные на профиле.

11 м и более, в районе г. Ноябрьск — 9—10 м. Дебиты скважин не превышают обычно десятых долей л/с, достигают иногда 3 л/с. Воды пресные с минерализацией 0,1—0,9 г/л, гидрокарбонатные, редко хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные, мягкие и умеренно жесткие. Содержание иона  $\text{NO}_3$  — от десятых до 2 мг/л, в единичных случаях — до 25 мг/л. На отдельных участках наблюдается высокое содержание суммарного железа, присутствует фтор (0,2—0,7 мг/л) и марганец (до 3 мг/л). Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подпитывания из нижележащих горизонтов.

5. Водоносный горизонт среднечетвертичных флювиогляциальных и озерно-аллювиальных отложений распространен в центральной части Сибирских Увалов, где занимает наиболее высокое положение, гидравлически связан с предыдущим. По мощности горизонт не выдерживает, что связано со значительной изрезанностью водоразделов, Глубина залегания вод обычно не превышает 5 м, однако на отдельных участках возрастает до 20 м и более. В районе г. Ноябрьск кровля горизонта залегает на глубине 20—25 м. Дебит скважин — от 0,5 до 5 л/с. Воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией не более 0,3 г/л.

6. Водоносный горизонт тобольской свиты распространен на значительной части территории как в долине Оби, так и в пределах Сибирских Увалов, где он вскрыт многими скважинами.

Участками на высоко приподнятых цоколях (Белогорский материк, район Сургута и т. д.) водоносные пески горизонта выходят в естественных обнажениях, где из них вытекают нисходящие источники. Мощность водоносного горизонта непостоянна, изменяется от 2—3 до 50 м, составляя в среднем 15—20 м. Горизонт подстилается глинами и валунными суглинками низямского горизонта (низямская и семейкинская свиты) и перекрывается глинистыми породами самаровской и сузгунской свит. На участках, где последние отсутствуют, горизонт имеет тесную гидравлическую связь с выше- и нижележащими, составляя единый водоносный комплекс. Коэффициент фильтрации песков — от 0,5 до 11,1 м/сут (средний 4,1 м/сут). Водообильность непостоянна и зависит от мощности и характера водовмещающих пород. Дебиты родников не превышают 0,01 л/с.

Воды пресные с минерализацией 0,184 мг/л гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниево-слабощелочные (рН 7,1), мягкие (общая жесткость 1,98 мг-экв). Воды горизонта могут быть рекомендованы для питьевого водоснабжения небольших населенных пунктов.

7. Водоносный горизонт талагайкинской свиты развит в долинах Оби, Иртыша и их основных притоков, где он приурочен к наиболее глубоким врезам. Мощности его — от 2—5 до 35—40 м, наибольшие отмечаются в переуглубленных долинах Оби, ниже устья Иртыша. Подстилается горизонт глинистыми отложениями туртасской и на отдельных участках песчано-глинистыми образованиями новомихайловской свиты, с которой он имеет гидравлическую связь. Перекрывается глинистыми отложениями семейкинской и низямской свит. Коэффициент фильтрации песков — от 6,9 до 10,4 м/сут. Воды безнапорные и напорные. На участках, где верхний водоупор отсутствует, талагайкинский и тобольский горизонты составляют единый водоносный комплекс. Дебиты скважин — 0,11—2,3 л/с при понижении уровня воды на 1—6,35 м. Воды пресные с минерализацией 0,15—0,25 мг/л, гидрокарбонатные кальциево-магниево-слабощелочные, мягкие, умеренно жесткие и жесткие (1,7—7,82 мг-экв), от слабокислых до слабощелочных (рН 6,4—8,0). Воды содержат в незначительных количествах ион аммония (10,2—15 мг/л) и иногда повышенные количества суммарного железа (до 9 мг/л). В целом воды горизонта удовлетворяют нормам ГОСТ на питьевые и хозяйственные нужды.

8. Водоносный горизонт бещеульской свиты имеет широкое распространение в пределах Сибирских Увалов и в юго-западной части территории. Глубина залегания горизонта изменяется от 15 до 80—85 м. Подстиляется он глинистыми отложениями абросимовской и туртаской свиты и на отдельных участках песками новомихайловской свиты, через которые имеет связь с нижележащим комплексом. Воды пресные с минерализацией 0,1 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, мягкие (1,2 мг-экв), слабощелочные (рН 7,4). Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также подтока из нижележащих горизонтов. Разгрузка происходит в долинах рек в виде нисходящих источников. Гидрогеологические условия описываемого горизонта изучены пока недостаточно, но распространение его на значительной части территории свидетельствует о возможности использования вод этого горизонта для водоснабжения вахтовых поселков нефтепромыслов.

9. Водоносный комплекс новомихайловской и атлымской свит имеет повсеместное распространение. Водовмещающие породы представлены сложнопостроенной толщей песков, алевроитов и глин с преобладанием последних в верхней части разреза. Подстилающими породами являются глины тавдинской свиты, залегающие на глубинах от 100 до 300 м. Перекрывается водоносный комплекс водоупорными алевроитоглинистыми образованиями туртаской свиты. На участках, где последняя отсутствует или имеет существенно песчаный состав (Юкондинская впадина), воды комплекса имеют тесную гидравлическую связь с вышележащими водоносными горизонтами. Мощность водоносного комплекса — от 180—200 до 300 м. Кровля залегает на абс. отметках от —70—75 м до 90—110 м, наблюдается общее падение ее в южном направлении в сторону Среднеобской впадины. Собственно водоносные пески слагают горизонты мощностью от 15—20 до 60 м, сообщаемые друг с другом. Коэффициент фильтрации песков — от 0,2—1,6 до 3,9—4,0 м/сут, на отдельных участках — 9—10 м/сут. Кроме литологического состава водовмещающих пород, на характер водоносного комплекса существенное влияние оказывает наличие многолетней мерзлоты, установленной в северной части территории (Холмогорская, Ноябрьская площади, оз. Тягомоль-То) в нижней части комплекса на глубинах от 100 до 164 м, а в более южных районах, в районе Сургута и на междуречье Бол. Салыма и Иртыша, в средней его части, в интервале от 120 до 200 м (г. Нефтеюганск), образующей промежуточный водоупорный горизонт.

Воды комплекса обычно напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются в долине Оби на абс. отметках от 20 м (г. Ханты-Мансийск) до 37 м (г. Нижневартовск), в районе Сибирских Увалов до 96—109 м (г. Ноябрьск). Водообильность комплекса высокая. Удельные дебиты скважин — от 0,002 до 1,06 л/с, наибольшие зафиксированы на Ноябрьской площади (1,66 л/с) несколько ниже на Холмогорской площади (1,18 л/с). Средние удельные дебиты скважин в районе широтного течения Оби — от 0,2 до 0,5 л/с. Наиболее водообильны нижние водоносные горизонты комплекса. Воды пресные с минерализацией от 0,12 до 1,0 г/л (обычно 0,3—0,5 г/л), гидрокарбонатные кальциево-натриевые и гидрокарбонатные кальциево-магниевые, мягкие (общая жесткость от 1,21 до 5,38 мг-экв), от слабокислых до слабощелочных (рН 6,6—8,0). Содержание иона  $\text{NH}_4$  — от 1,2 до 6 мг/л (реже до 12 мг/л и выше), присутствует фтор, в среднем 0,09 мг/л (Холмогорская площадь). Воды почти повсеместно характеризуются повышенным содержанием суммарного железа (до 6 мг/л). Температура воды от 1 до 5 °С (обычно 3—4 °С). Воды имеют континентальный облик, так как  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  (мг-экв) всегда  $>1$  [19].



Воды олигоценового комплекса используются для центрального водоснабжения городов Сургут, Нижневартовск, Стрежевой, Ноябрьск и других населенных пунктов.

Нижний гидрогеологический этаж включает водоносные горизонты и комплексы мелового, юрского и палеозойского возрастов, которые характеризуются высоконапорными водами, замедленным водообменом и незначительными уклонами уровня подземных вод. По гидрогеологическим особенностям описываемая территория относится ко второй и третьей зонам [19]. Вторая зона прослеживается от восточной кромки листа до меридиана р. Пим, третья — западнее. В составе нижнего гидрогеологического этажа выделяется три водоносных комплекса.

1. Водоносный комплекс апт-альпт-сеноманского ярусов распространен повсеместно, залегает на глубинах от 800—900 до 1500 м. Водовмещающими являются преимущественно песчаные отложения покурской свиты, которым в западной части территории соответствуют викуловская, ханты-мансийская и уватская свиты. Мощность водоносного комплекса изменяется от 550 до 800 м, максимальная наблюдается в районе Юганской впадины. Подстиляется комплекс водоупорными глинистыми образованиями алымской свиты. Воды высоконапорные, самоизливающиеся, высота столба над устьем скважин — 14—15 м. Дебиты скважин — от 0,13 до 0,63 л/с. Удельные дебиты скважин незначительные и не превышают 0,032 л/с. Воды соленые с сухим остатком от 5—6 до 20 г/л, очень жесткие (30—40 мг-экв), он нейтральных до слабощелочных (рН 7—8), хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые, первые преобладают в западной части территории, в пределах Ханты-Мансийской впадины. В восточной части развиты преимущественно хлоридные кальциевые воды. Минерализация их закономерно возрастает с запада на восток от 5—6 (Ханты-Мансийская скважина) до 19—20 г/л (Покурская скважина). Содержание йода составляет 12—19 мг/л, брома — 50—70 мг/л. Содержание последнего возрастает, а первого убывает вниз по разрезу. Температура воды варьирует от 48 до 77 °С, увеличиваясь с глубиной. Воды апт-альптского водоносного комплекса могут быть использованы как в качестве термальных, так и минеральных, лечебных (г. Ханты-Мансийск).

2. Водоносный комплекс готерив-барремского и валанжинского ярусов включает отложения сортымской, усть-балыкской и сангопайской свит, представленных песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с пластами аргиллитов и глин, что обуславливает сложный гидродинамический режим подземных вод. В западной части территории, в пределах Ханты-Мансийской синеклизы, указанные отложения фациально замещаются глинистыми породами фроловской свиты, практически на всей площади являющимися водоупорными. Мощность водоносного комплекса — от 280 до 600 м, глубина залегания — 2150—2300 м, в пределах положительных структур кровля обычно резко поднимается. Воды комплекса сильно напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на отметках около 70—90 м. Дебиты скважин при самозливе составляют от 50 до 300 м<sup>3</sup>/сут и более. Воды хлоридные натриевые с минерализацией от 2—10 до 40—50 г/л, максимальная величина которой зафиксирована в восточной части территории в районе пос. Назино. Там же резко возрастает содержание хлоридов кальция (до 26,5 %/экв.). Западнее, на Усть-Балыкской, Сургутской и Западно-Сургутской площадях содержание их резко сокращается (до 2—5 %/экв.). Уменьшение содержания хлоридов кальция сопровождается повышением в солевом составе гидрокарбонатного иона (до 6—10 %/экв.) и воды становятся хлоридно-натриевыми I типа, по О. А. Аلكину, или гидрокарбонатно-натриевыми, по В. А. Сулину [19]. Величина минерализации уменьшается до 15—17,5 г/л. Воды практически безсульфатные, содержание иона SO<sub>4</sub> не превышает 10 мг/л. Воды имеют

промышленное содержание йода, причем концентрация брома изменяется от 50 до 60 мг/л и находится в прямой зависимости от величины минерализации, содержание йода увеличивается с востока на запад от 11—17 мг/л (Мегионская площадь) до 25—30 мг/л (Усть-Балыкская и Западно-Сургутская площади). Для широтного Приобья устанавливается повсеместное возрастание содержания гидрокарбонат-иона вниз по разрезу и с востока на запад по направлению к зоне выклинивания песчано-алевритовых пластов и замещения их глинами фроловской свиты. Накопление гидрокарбонат-иона сопровождается уменьшением концентрации иона кальция [19].

3. Водоносный комплекс юрских отложений включает в себя выветрелые трещиноватые породы фундамента и песчаные отложения тюменской и васюганской свит. Мощность комплекса от 100 до 800 м, наибольшая приурочена к понижениям фундамента, наименьшая — к сводовым поднятиям. Воды высоконапорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 15—17 м от устья скважин, дебиты скважин — от 0,029 до 0,16—0,37 л/с. Удельные дебиты низкие — 0,00003—0,0002 л/с. Воды соленые, минерализация их 16,5—28,6 г/л, хлоридно-карбонатные натриевые, очень мягкие, от нейтральных до слабощелочных (рН 7,0—8,2). В восточной части, в пределах III зоны, минерализация вод постепенно возрастает с запада на восток от 20—25 до 30 г/л, что сопровождается уменьшением содержания гидрокарбонат-иона и увеличением содержания хлора, брома и щелочных элементов. Температура вод достигает 155 °С.

Минеральные йод-бромные воды вскрыты Ханты-Мансийской, Пимской, Сургутской и другими скважинами на глубинах 900—1100 м. Они связаны с отложениями викуловской свиты. Воды высоконапорные с дебитом от 0,13 до 0,63 л/с, солевые с минерализацией 15—16 г/л, хлоридно-натриевые. Содержание микрокомпонентов — от 12 до 20 мг/л, брома — от 40 до 67 мг/л. Воды насыщены газом азотно-метанового состава. Температура вод от 68 до 77 °С. На их базе в г. Ханты-Мансийск работает водолечебница.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Западно-Сибирская плита как единый тектонический элемент обособилась только в раннем мезозое, когда начал формироваться платформенный чехол. До этого на данной территории господствовали условия интенсивной тектоно-магматической деятельности. Более или менее достоверные данные об истории геологического развития данной территории имеются начиная с рифейско-вендского этапа. Его большая продолжительность (около 1 млрд. лет) допускает проявление нескольких циклов тектогенеза. Крупнейшей байкальской складчатой системой является Печорская, протягивающаяся из Тимано-Печорской провинции в юго-восточном направлении через всю Западную Сибирь, уходящая в Монголию. Ее структурно-формационные зоны характеризуются большими размерами и протяженностью. Герцинская складчатая система, заложившаяся дискордантно на байкалидах в раннем палеозое, привела к раздроблению срединного массива. Центрально-Западносибирская складчатая система, заложившаяся на байкалидах в начале среднего палеозоя, привела также к переработке позднепротерозойских структур и образовала восточное ограничение Уват-Хантымансийского массива. Таким образом, Уват-Хантымансийский массив является фрагментом Печорской складчатой системы байкалид. Его палеозойская история полностью определена тектоническим развитием окружающих его герцинских геосинклиналей. На этапе прогибания геосинклинальных систем срединный массив погружался и перекрывался сингеосинклинальными отложениями, представляющими собой его чехол. Особенно большой мощности отложения накапливались в пределах бывших байкальских синклинорных зон. Формационный состав палеозойских отложений чехла срединного массива, вероятно, был существенно карбонатным, что подтверждается бурением на Фроловской, Молодежной и Горелой площадях. На большей части массива, в северных его районах, по геофизическим данным, мощность отложений наибольшая, но там пока еще не проводилось бурение. В наиболее глубоких впадинах (например, в Надымской, Тундринской), вероятно, присутствуют нижнетриасовые вулканогенные и средне-верхнетриасовые терригенные комплексы отложений.

Инверсия и складчатость в окружающих массив герцинских Уральской и Центрально-Западносибирской складчатых систем обусловили повторную гранитизацию антиклинорных зон байкалид, что привело к общему поднятию массива и денудации накопившихся ранее отложений. Зоны повторной гранитизации в герцинском тектоническом этапе в дальнейшем (на стадии молодой платформы) имели тенденцию устойчивого относительного воздымания, а над ними в платформенном чехле формировались структуры типа сводов.

Ранний палеозой в пределах Центрально-Западносибирской складчатой системы был эрой, характеризующейся тектоническими условиями, близкими к платформенным, с преобладанием восходящих движе-

ний и отсутствием устойчивого осадконакопления на больших территориях. Средний — поздний палеозой был исключительно насыщен тектоническими событиями. В данный этап объединены два тектонических цикла, проявившиеся на разных площадях: ранне- и позднегерцинский. Раннегерцинский тектогенез привел к складчатости в Салымской геосинклинали. Преобладающим типом геосинклинали осадков были вулканогенно-осадочные, кремнистые и глинистые образования с многочисленными телами вулканитов. В Центрально-Западносибирской геосинклинали, в отличие от Салымской, в среднем палеозое господствовало терригенно-карбонатное осадконакопление. Особенно большой мощности достигали глинистые осадки внутригеосинклинали трогов, отлагавшихся в морских, вероятно, глубоководных условиях, что является спецификой развития этой геосинклинали. К концу раннего карбона, а в Салымской геосинклинали — примерно в середине девона, закончилось осадконакопление в связи со складкообразованием и началом общей инверсии. Осадконакопление в форме молассовых комплексов продолжалось только в синклиниальных зонах.

В позднем палеозое осадконакопление продолжалось только в межгорных впадинах и прогибах. Позднепалеозойские отложения представлены обломочными и вулканогенно-обломочными образованиями. Геосинклинали развитие территории завершилось к концу палеозоя, и она перешла в принципиально новый тектонический режим молодой платформы. Перед началом формирования платформенного комплекса на территории Западной Сибири произошли интенсивные движения, приведшие к образованию рифтовой системы. Процесс рифтогенеза был связан с внедрением в широких масштабах по ослабленным зонам мантийной базальтовой магмы, что приводило к постепенному утяжелению земной коры, нарушению изостатического равновесия, ее опусканию и образованию депрессии с последующим прогрессивным прогибанием. Внедрение основных магм по разломам обусловило горизонтальное растяжение блоков континентальной коры и их частичный раздвиг. Раздвиг блоков земной коры и заполнение образовавшегося пространства продуктами базальтового магматизма породили в верхней части земной коры отрицательные структуры типа грабен-рифтов, а между грабен-рифтами за счет тангенциальных напряжений образование крупных региональных поднятий. В результате в фундаменте плиты были сформированы новые структуры, состоящие из грабен-рифтов и крупных (межрифтовых) поднятий. На описываемой территории они представлены Коктогорско-Уренгойским, Аганским, Пякупурским грабен-рифтами и их апофизами. Сформированные процессом рифтогенеза грабен-рифты и межрифтовые зоны поднятий, как наиболее молодые в составе фундамента плиты, обусловили формирование в структуре осадочного платформенного чехла желоба над грабен-рифтами и крупных сводовых поднятий над межрифтовыми блоками: Нижневартовское и Сургутское. По несколько иной схеме шло формирование западной части территории, занятой Уват-Хантымансийским срединным массивом, который является по отношению к окружающим его герцинским складчатым системам более древним. Как древняя блоковая структура земной коры, он на мезозойско-кайнозойском этапе характеризовался слабой тектонической активностью и не был затронут процессом рифтогенеза. Поэтому на протяжении поздней юры и мела Уват-Хантымансийский срединный массив был областью устойчивого погружения, что привело к формированию обширной структуры — Мансийской синеклизы, в пределах которой представлены морские глинистые породы верхней юры и мела. На фоне общего относительного погружения Уват-Хантымансийского массива в его пределах наблюдались значительные дифференцированные подвижки структурных зон, особенно в раннем мезозое. Относительно восходящими движениями характеризовались гранитизи-

рованные в позднем палеозое фрагменты байкальских антиклинорных зон. Они сформировали в платформенном мезозойском чехле крупные сводовые поднятия, такие как Красноленинское, Ляминское, Нялинское и др.

Представляется, что тектонические движения, формирующие структурные элементы различного типа, в том числе движения, обусловленные рифтогенезом, в ослабленной форме проявляются еще в течение 200—250 млн. лет после этапа структурообразования [45].

Изложенное выше и анализ структурных особенностей платформенного чехла позволили прийти к выводу о том, что главной особенностью развития Западно-Сибирской плиты в мезозое и кайнозое является обусловленность структурообразования в платформенном чехле возрастом и типом структур фундамента.

Структурные особенности и тектоническое развитие на стадии молодой платформы различного возраста складчатых систем фундамента и массивов предопределяли не только инфраструктуру платформенного чехла, но и в сумме с позднюрской—неокомской и позднемеловой—раннепалеогеновой мировыми трансгрессиями оказали решающее влияние на формирование литолого-фациальных особенностей осадочного чехла. Разломы, ограничивающие эти складчатые системы, а также триасовые грабен-рифтовые зоны наследуются в чехле, представляя собой границы основных тектонических структур платформенного чехла (гемиантеклиз, моноклиз, желобообразных прогибов, синеклиз и антеклиз). С ними примерно совпадают границы литолого-фациальных зон, стратиграфическое районирование юрских, меловых и палеогеновых отложений, а также границы основных нефтегазоносных областей.

Начало триасового периода ознаменовалось быстрым и значительным прогибанием большей части территории Западной Сибири, сопровождавшимся крупнейшими разломами земной коры и излиянием базальтовых магм. Особенно интенсивно этот процесс протекал на территории Хантейской антеклизы и Пурского желоба, где на значительных площадях Сургутского свода, Ярсомовского и Юганского мегапрогибов распространена вулканогенно-осадочная толща туринской серии, мощность которой, по данным бурения, составляет свыше 1,5 км.

Перед началом длительного и устойчивого прогибания, которое привело к формированию мезозойско-кайнозойского чехла, территория испытала подъем в рэте и начале лейаса. Это привело к интенсивной эрозии и денудации горно-складчатых сооружений и платформенных участков и общей пенеппенизации рельефа. Палеозойские отложения, смятые в складки и прорванные гранитоидами, подверглись выветриванию и дезинтеграции на значительную глубину.

В последующем затем платформенном режиме осадконакопления отчетливо выделяются три этапа: I—ранне-среднюрский (заводоуковский надгоризонт), II—позднюрско-сеноманский (даниловский, зареченский, покурский надгоризонты), III—позднемеловой—кайнозойский. Этапы отражают крупные тектоно-седиментационные циклы, которые состоят из ранней—трансгрессивной, средней—инундационной, поздней—регрессивной и конечной—эмерсивной—стадий. В то же время, начиная с поздней юры, территория может быть разделена на три структурно-формационные области, различающиеся по геологическому развитию: западную—Фроловскую, центральную—Среднеобскую и восточную—Александровскую. Каждая из них характеризуется определенным набором формаций на том или ином этапе развития платформы. Границы между Фроловской и Среднеобской областями примерно совпадают с глубинным разломом, разграничивающим Уват-Хантымансийский срединный массив с Салымской и Центрально-Западно-сибирской герцинскими складчатыми системами. Граница между Сред-

необской и Александровской областями приурочена к Колтогорско-Уренгойскому грабен-рифту.

Период интенсивного предмезозойского воздымания привел к денудации и эрозии не только триасовых образований, но и значительного объема пород протерозоя и палеозоя, особенно в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива, кроме обширных полей туринской серии. В результате на доюрскую поверхность были выведены протерозойские, нижне- и среднепалеозойские комплексы, а также массивы гранитоидов. Эта эпоха связана с обширными процессами образования и переотложения кор выветривания, продукты которых накапливались в отрицательных формах раннеюрского рельефа, где они имеют мощности в десятки метров.

В ранней юре в условиях теплого гумидного климата речная сеть приурочивалась к понижениям доюрского рельефа. Особый интерес для поисков нефти приобретает выявление погребенных раннеюрских речных долин (шеркалинская свита) в районах размыва речной сетью гранитных массивов и кристаллических сланцев, за счет чего образуются крупнозернистые аркозовые песчаники.

К концу ранней юры начался новый этап регионального погружения Западной Сибири. Наиболее ранними участками прогибания на описываемой территории были центральные части плиты и особенно территория Уват-Хантымансийского срединного массива. Происходит заложение Мансийской синеклизы, Хантейской антеклизы, Пурского желоба. Магистральная речная сеть приурочивается к понижениям юрского рельефа — Пякупурскому, Аганскому, Пурскому желобам. Тоарская трансгрессия на севере Западной Сибири привела к заболачиванию описываемой территории и к образованию аллювиально-озерной равнины, на которой накапливались темно-серые и черные, иногда углистые, участками битуминозные глины с прослоями алевролитов и песчаников (родомская и нижнесолкинская пачки).

В конце этапа прекратила существование раннеюрская теплоумеренная флора с преобладанием голосеменных, и в связи с похолоданием началось становление среднеюрской преимущественно папоротникообразной флоры Сибирской фитогеографической области [23].

Среднеюрская эпоха явилась временем дальнейшего погружения палеозойского фундамента и конседиментационного развития положительных и отрицательных структур. Вся территория превращается в область осадконакопления мощной угленосной формации верхнетюменской подсвиты, достигающей особенно значительных мощностей в районах надрифтовых желобов — Ярсомовском и Юганском мегапрогибах (до 1000 м).

Позднеюрская эпоха была временем дальнейшего погружения территории, максимум которого сместился в район Мансийской синеклизы, куда уже в позднем бате проникли воды позднеюрской трансгрессии. В келловее морской режим устанавливается почти на всей территории. Морской бассейн имел нормальную соленость, что подтверждается составом ископаемой фауны. Отложения келловее представлены глинами. Крупнообломочный материал встречается только в основании трансгрессивной толщи. В оксфорде в районе Хантейской антеклизы наблюдается регрессия, которая привела к накоплению в прибрежной зоне песчаников верхней подсвиты васюганской свиты (пласт Ю<sub>1</sub>). На территории Мансийской синеклизы располагалась относительно глубокая часть шельфа. Здесь накапливались глины абалакской свиты, прослоями известковистые, с обилием органических остатков. В кимеридже на всей территории вновь устанавливается морской режим. Состав осадков и фауны указывает на нормальную соленость и нормальный газовый режим придонных вод бассейна, представляющего собой глубоководную часть шельфа.

На волжский век и начало берриаса приходится максимальное развитие позднеюрско-раннемеловой трансгрессии, которая развивалась на фоне относительного тектонического покоя и сопровождалась пепленизацией рельефа и превалированием процессов химического выветривания в областях окружающей суши. В волжском веке морской бассейн занял почти всю территорию Западно-Сибирской плиты. В нем накапливались тонкоотмученные глинистые осадки с повышенным содержанием (до 10 %) рассеянного органического вещества. Описываемая территория располагалась во внутренней относительно глубоководной области морского бассейна, максимальные глубины которого находились в пределах Мансийской синеклизы. Единого мнения о глубинах моря не достигнуто. Присутствие в породах тутлеймской и баженовской свит мелкого растительного детрита, водорослеподобных зерен, раковин бухий, белемнитов и аммонитов свидетельствует о небольших глубинах волжского моря, которые оцениваются в 200—400 м, его нормальной солености, хорошей аэрации поверхностных вод и их достаточном прогреве. Данные по изотопному составу ростров белемнитов указывают на максимальные температуры в начале волжского века (21,4—21,6 °С). На границе с валанжином температура понижается до 15,8 °С [48].

В берриасском веке началось обмеление неокомского бассейна и его регрессия в направлении от юго-юго-восточных районов Внешнего пояса к Мансийской синеклизе. На протяжении всего неокома, включая баррем и апт, обстановка глубоководного бассейна с нормальной соленостью сохранялась только в районах Мансийской синеклизы, где отлагались глины фроловской свиты. На палеогеографическую обстановку неокома, морфоструктуру дна его бассейна и ход регрессий существенное влияние оказывали движения крупных блоков фундамента, заключенных между глубинными разломами, разграничивающими разновозрастные складчатые системы, древние массивы и триасовые грабен-рифты. Разломы этого ранга следует рассматривать как палеоморфоструктурные линеаменты. Так, с Мансийско-Хантейским линеаментом — глубинным разломом, разграничивающим Уват-Хантымансийский срединный массив и герциниды Салымской и Центрально-Западносибирской складчатых систем, совпадает восточная граница распространения устойчивого нижнемелового глубоководного морского бассейна (фроловской свиты и ее аналогов), в позднем апте — альбе и сеномане — береговая линия морского бассейна (викуловская, хантымансийская и уватская свиты) и озерно-аллювиальной равнины (покурская свита). Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт фундамента и унаследующий его Колтогорско-Уренгойский желоб, начиная с поздней юры вплоть до современного времени, является основным морфоструктурным линеаментом Западно-Сибирской плиты, существенно влияющим на палеогеографические обстановки. Его роль не сказывалась только в эпохи максимального распространения позднеюрской и позднемеловой — раннепалеогеновой мировых трансгрессий. В центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты с ним совпадает граница распространения васюганской и наунакской свит, в неокоме — куломзинско-тарской и мегнионской, вартовской и киялинской; он ограничивает площадь распространения раннеаптской трансгрессии, а в пределах описываемой территории позднеолигоценного туртасского бассейна.

На территории листа выделяются следующие морфоструктурные линеаменты: Колтогорско-Уренгойский (Пурский), Агацкий, Пякупурский и Мансийско-Хантейский. Заключенные между ними блоки фундамента образовывали как бы ступени лестницы, поднимающейся от Мансийской синеклизы в юго-юго-восточном направлении к Внешнему поясу, из районов которого началась регрессия неокомского бассейна. Следует сказать, что, по И. И. Нестерову и др., основные резервуары

нефти в отложениях мела Среднеобской нефтегазоносной области, заключенные между раннеаптской глинистой покрывкой (алымской свитой) и глинистой баженовской свитой, представляют собой субмеридионально простирающиеся полосообразные песчано-алевролитовые тела, характеризующиеся закономерным размещением в осадочном чехле. Ширина каждой такой полосы составляет 30—80 км, протяженность соизмерима с территорией нефтегазоносного района, мощность определяет число слагающих резервуар пластов. В региональном плане все резервуары неокома на западе ограничиваются линией глинизации проницающих пластов, на востоке — линией раскрытия покрывки. Региональная конфигурация резервуаров обусловлена простираанием древних береговых линий, накоплением осадков в прибрежно-морских условиях при сменяющих друг друга частных трансгрессиях и регрессиях на фоне общей валанжин-готеривской регрессии моря. Изрезанность границ, наличие рукавообразных ответвлений, участков с двухсторонней глинизацией коллектора обусловлены развитием дельт, протоков, морских течений [14].

В берриасе и начале валанжина начало регрессии неокомского бассейна проявилось в формировании на территории Хантейской антеклизы мощной песчаной ачимовской толщи, фиксируемой на региональных сейсмопрофилях своеобразными «клиноформами». Единого мнения о генезисе ачимовской толщи нет. Скорее всего ее формирование связано с мощными подводными течениями. Заключающие ее мегнионская и сортымская свиты формировались вначале в сравнительно глубоководном бассейне со спокойной гидродинамической обстановкой придонных вод, затем в обстановке обмеления моря в мелководном теплом морском бассейне с активной гидродинамической обстановкой. Не исключено, что в восточных районах Нижневартовского свода появились авандельты, существовали зоны донных морских течений, являвшихся продолжением в море этих авандельт, которые явились основной причиной формирования мегнионского резервуара нефти (пласт БВ<sub>0</sub>) [34].

В валанжине в районах Пурского желоба происходило значительное обмеление морского бассейна, западнее в районах Хантейской антеклизы располагалось мелкое море, глубины которого и соленость нарастали по направлению к Мансийской синеклизе. Этим фактом объясняется ступенчатообразная глинизация песчаных нефтеносных пластов при движении снизу вверх по разрезу и с востока на запад, и формирование системы субмеридионально простирающихся нефтяных резервуаров. В готериве и барреме мелкое опресненное море продвигается на запад вплоть до восточной границы Мансийской синеклизы, образуя на Сургутском своде песчаные пласты группы А (Лянторский резервуар), которые характеризуются ступенчатым строением покрывки, обусловленным последовательным с запада на восток раскрытием покрывок над пластами АС<sub>10</sub>, АС<sub>9</sub>, АС<sub>7</sub>, АС<sub>4</sub> [34]. На протяжении неокома, готерива и баррема климат был влажный и теплый, палеосубтропический.

В раннем апте происходит расширение морского бассейна за счет затопления районов Хантейской антеклизы. Полоса опресненного мелководья протягивалась вдоль восточного борта Хантейской антеклизы. Нижняя трансгрессивная часть разреза алымской свиты образует на Нижневартовском своде песчаные пласты группы АВ<sub>1</sub>, верхняя глинистая часть разреза является покрывкой (кошайское время). В районах Пурского желоба располагалась равнина, временами заливаемая морем, на которой формировались песчано-глинистые осадки верхней под-свиты вартовской свиты.

В позднем апте и начале альба происходит резкое обмеление морского водоема, который сохранился только в пределах Мансийской синеклизы. В Салымском и Сургутском районах узкой полосой вдоль во-



восточного побережья моря протягивалась зона прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. Восточнее располагалась низменная, местами всхолмленная, аккумулятивная равнина, покрытая хвойно-папоротниковыми лесами. Климат был палеосубтропический, переменнo-влажный.

В позднем альбе и начале сеномана произошло существенное погружение западных районов Западно-Сибирской равнины, что обусловило проникновение бореальных вод с севера. Площадь морского бассейна почти не изменилась, но мелководная опресненная обстановка сменилась условиями нормального открытого моря [15]. Палеобиоценозы фораминифер характеризуются преобладанием бентосных форм. Береговая линия хантымансийского моря незначительно сдвигается к востоку, о чем свидетельствуют находки фораминифер в средней части разреза покурской свиты. Восточнее расстилается неизменная аккумулятивная равнина.

В позднем сеномане в период накопления уватской свиты морской бассейн вновь представлял собой мелководный опресненный водоем, береговая линия которого совпала с Мансийско-Хантейским линейным элементом. Восточнее по-прежнему расстилалась неизменная аккумулятивная равнина, на которой продолжала формироваться мощная толща линзовидно сменяющих друг друга сероцветных аллювиально-озерных и болотных осадков покурской свиты, представленных алевролитами, песками и глинами. Породы покурской свиты формировались в условиях гумидного субтропического климата. Они обильно обогащены детритом, обломками древесины, янтарем, остатками корневых систем растений.

В начале туронского века началась новая мировая позднемиоценовая — раннепалеогеновая трансгрессия. Нормальный морской режим установился на всей описываемой территории с турона до позднего эоцена. В туроне здесь располагалась зона открытого сравнительно глубокого моря с нормальной соленостью, на дне которого формировались глинистые осадки кузнецовской свиты. В коньякском и сантонском веках произошло значительное углубление моря в западной части территории листа.

В конце турона, коньяке и сантоне вся территория была занята открытым сравнительно глубоководным морским бассейном с нормальной соленостью. Значительное углубление моря произошло в западной части территории. Район Пурского желоба испытывает незначительное обмеление. Отдельными проливами через Полярный Урал морской бассейн соединялся с западноевропейскими морями. Понижение температуры придонных вод обусловило обедненный палеоценоз бентосных фораминифер [15]. В сеномане — туроне отмечается существенное похолодание и увлажнение климата. Вся территория Сибири оказывается в теплоумеренном поясе в зоне гумидного равномерновлажного климата. В сантоне, по данным А. В. Гольберта (1983 г.), наблюдается небольшое потепление климата. В кампанском веке характер морского бассейна не изменился. Во всей территории продолжает формироваться кремнисто-глинистая формация. В породах в значительных количествах отмечаются остатки радиолярий и диатомей. Раковины фораминифер сложены тонкозернистым материалом, сцементированным известково-кремнистым цементом. В позднем кампане и маастрихте морской бассейн через Тургайский пролив соединялся с южными морями Тетиса, что привело к общему потеплению вод бассейна, расселению в нем тепловодных организмов и накоплению осадков карбонатно-глинистой формации. На данной территории следов перерыва в датском веке не отмечено. Палеонтологически охарактеризованные известковые глины датского яруса установлены в Салымском районе. Карбонатно-глинистая формация маастрихта сменяется глинистой формацией палеоцена. В начале палеоценового времени произошло обмеление бассейна, о чем

свидетельствует наличие в основании глинистых разрезов талицкой свиты прослоев серых алевролитистых глин, среди которых в районе Сургута отмечаются мелкие линзы известковистого песчаника. Затем бассейн расширился.

В эоцене трансгрессия достигла своего максимума, вся территория была покрыта морем. Это был открытый бассейн с водами нормальной солености с большими глубинами в западной части в районе Мансийской синеклизы, более глубоководный, чем палеоэоценовый, значительно насыщенный кремниевой кислотой, обеспечивающей развитие обильной кремнистой фауны радиолярий и диатомовых водорослей. Постепенная регрессия моря началась в конце среднего эоцена. Ранний и средний эоцен были веками необычайно бурного развития жизни в Западно-Сибирском эпиконтинентальном бассейне. Климат был близок к субтропическому. В позднем эоцене северные и юго-восточные районы Западно-Сибирской равнины постепенно выходят из-под уровня моря. На данной территории сохраняется морской бассейн, но происходит его обмеление и резкое изменение солевого состава и температурного режима. Вследствие этого исчезают радиолярии, диатомовые и кремневые жгутиковые. Кремнистые фораминиферы сменяются известковистыми. На континенте на смену субтропическим флорам приходят теплоумеренные мезофильные тургайские флоры олигоцена [41].

На рубеже эоцена и олигоцена территория превратилась в озерно-аллювиальную равнину. К этому рубежу приурочено начало неотектонического этапа развития Западно-Сибирской плиты, сопровождавшегося изменением структурного плана платформенного чехла. На смену северо-западному и северо-восточному простираниям региональных структур приходят структуры широтного простирания. Формируется крупнейшая широтная морфоструктура, разделившая равнину на две части — гряда Сибирские Увалы, к югу от которой расстилается Среднесибирская низменность. Представление о формировании нового структурного плана дают структурные карты по кровле тавдинской свиты и по подошве туртасской свиты (см. рис. 10, 11). Нельзя не отметить влияния на формирование неотектонического структурного плана активных движений в районах Пурского желоба, где происходит формирование наиболее высокоамплитудных структур, некоторые из которых даже являются инверсионными (Новомолодежная у западной рамки листа Р-44).

Таким образом, в раннем олигоцене вся Западно-Сибирская плита становится величайшей озерно-аллювиальной равниной. В основании олигоцена залегают песчаные аллювиальные осадки атлымской свиты. Резкий подъем территории на рубеже эоцена и олигоцена и в начале олигоцена постепенно сменился опусканием, что привело к всеобщему заболачиванию местности и формированию угленосной толщи новомихайловской свиты. В позднем олигоцене, благодаря дальнейшим региональным опусканиям, имевшим место в западных и южных районах Западно-Сибирской плиты, на большей части площади листа происходит своеобразная озерно-морская трансгрессия, возникает туртасское озеро-море. Его береговая линия проходила по северным склонам Сибирских Увалов и Усть-Вахскому структурному мысу.

В раннем миоцене происходит регрессия туртасского озера-моря, бассейновые осадки туртасской свиты сменяются угленосными глинистыми образованиями. Залегание их преимущественно согласное, и только в пределах новейших поднятий в основании появляются горизонты песков с глиняной галькой (следы размыва подстилающих отложений). В позднем миоцене (бещеульское время) на водоразделах практически повсеместно продолжают накапливаться хорошо сортированные пески с подчиненными прослоями алевролитов, отвечающих в большей степени фациям мелководного озерного бассейна. Наличие в основании базаль-

ного горизонта и участков глубоких размывов свидетельствует о существенной активизации тектонических движений в бещеульское время.

Интенсивные поднятия территории в конце неогена — начале четвертичного времени привели к образованию Сибирских Увалов и изменению стока олигоценых рек, стекавших в туртасское озеро-море, с южного на северное. Интенсивный врез речных систем привел к формированию глубоко врезанных переуглубленных долин Оби, Казыма, Пяку-Пура, положение которых в общем плане совпадает с направлением основных тектонических нарушений и рифтовых зон.

Четвертичный период в истории Земли характеризуется четко выраженной климатической зональностью с чередованием периодов резких похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковий). В начале четвертичного времени оформляется современный структурный план территории, закладываются продолины Оби и Иртыша, достаточно четко обособляются новейшие впадины и поднятия.

Следы самого раннего шайтанского оледенения сохранились в переуглубленных долинах Оби, Иртыша, Казыма и Пяку-Пура в виде горизонтов «валунных суглинков».

В талагайкинское время на большей части территории существовала хорошо развитая гидросеть, в общем плане соответствующая современной. В сравнительно теплых климатических условиях накапливались аллювиальные песчаные отложения талагайкинской свиты, приуроченные к глубоко врезанным долинам. В северной части территории, севернее широтного течения Пяку-Пура, существовал ингрессирующий морской бассейн, в котором накапливались тонкослоистые озерно-эстуарные глинистые отложения с подчиненными прослоями песков в основании.

В низямское время происходило новое похолодание климата. Почти вся территория была покрыта ледниковым щитом, граница которого находилась несколько севернее широтного течения р. Обь. Южнее располагался приледниковый бассейн, где формировались слоистые глины семейкинской свиты. Наличие глин семейкинского типа севернее под ледниковыми отложениями свидетельствует о более значительных размерах приледникового бассейна в начальный период с заметным сокращением его по мере наступления ледникового покрова.

В последующее тобольское время параллельно с деградацией ледника и общим потеплением климата вновь развивается гидросеть, в общем плане унаследующая талагайкинские долины. В условиях хорошо развитых речных долин, так называемых великих тобольских прарек, формировались аллювиальные песчаные отложения с фауной пресноводных моллюсков и флорой «диагональных песков».

В самаровское время вся территория покрылась мощным ледниковым щитом, край которого достигал низовий Иртыша. Состав обломочного материала и минеральный состав легкой и тяжелой фракций морен свидетельствуют, что центрами зарождения как самаровского, так и других ледниковых покровов были Урал, Сибирская платформа и Карский шельф. Подтверждением этому является также концентрическое расположение вокруг названных центров оледенений зон конечно-моренных образований. С самаровским ледниковым покровом связаны крупные блоки-«отторженцы» палеогеновых, меловых и юрских пород, установленные в бассейнах рек Лыхма, Лямин, у юрт Еутских и в других местах. Южнее границы самаровского ледникового покрова существовал обширный подпрудный бассейн, в котором накапливались тонкослоистые глины нижней подсвиты сузгунской свиты.

Однако эта точка зрения разделяется не всеми исследователями. Н. Г. Чочия, И. Л. Кузин, И. Л. Зайонц, П. П. Генералов, Ю. П. Черепанов и др. полагают, что ледниковые покровы не распространялись на Западно-Сибирскую равнину. По их мнению, валунные суглинки и пески являются ледово- и ледниково-морскими образованиями.

В ширтинское время происходило постепенное потепление климата. Условия арктической пустыни, существовавшие в самаровское время, постепенно сменяются обстановкой северной тайги с господством древесных пород и трав. Этому времени севернее описываемой территории соответствовала салемальская трансгрессия. На Сибирских Увалах формировались озерно-аллювиальные отложения ширтинской свиты, они имеют трансгрессивно-регрессивный характер. Глинистые породы в наиболее полных разрезах залегают в средней части свиты и соответствуют по времени максимуму трансгрессии. В пределах Среднеобской впадины продолжал существовать озерный бассейн, имевший связь с салемальским, через пролив в верховья Еты-Пура, в котором накапливались алеврито-глинистые и песчаные осадки с горизонтами почв нижней части верхней подсвиты сузгунской свиты.

Очередное похолодание климата привело к постепенной регрессии морского бассейна и тазовскому оледенению. Южная граница ледникового покрова отчетливо прослеживается в центральной части Сибирских Увалов в виде полей песчанистой морены и флювиогляциальных песков, образующих конечно-моренные холмистые ландшафты. Перед фронтом конечно-моренных образований распространены обширные задровые поля, охватывающие Сургутское полесье, Вахское полесье и Аган-Пуровский водораздел. Южнее границы Тазовского ледника в существовавшем подпрудном озерном бассейне продолжали формироваться глинистые осадки верхней подсвиты сузгунской свиты. Гидродинамическая обстановка их накопления была более сложная, чем в самаровское время.

В конце тазовского времени и в казанцевское межледниковье на склонах междуречий формировались озерно-аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы. Открытый озерный бассейн существовал в юго-западной части территории в то время, как на остальной площади осадки формировались в системе перемещающихся речных потоков и небольших озер. Этот период по времени соответствует образованию ложбин стока в более южных районах.

Накопление третьей надпойменной террасы относится ко второй половине казанцевского и нижнезырянского времени. В раннезырянское время севернее, за пределами территории, существовал ледниковый покров, южнее которого располагался обширный подпрудный бассейн. В водоемах типа «соров», в озерах, соединенных сетью потоков, происходило накопление верхней глинистой части террасы.

В каргинское и сартанское время происходило формирование второй надпойменной террасы. В начальный период на фоне общих региональных поднятий проявились локальные блоковые подвижки положительного знака с амплитудой до 30—40 м. В этот период накапливался относительно грубозернистый материал. Климат был близок к современному. Верхняя (пойменная) часть формировалась в более холодных климатических условиях.

Образование первой надпойменной террасы по времени относится к сартанскому и современному периодам. В современный период происходит накопление пойменных отложений, широко развиты процессы заболачивания и дефляции.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Объяснительная записка и комплект карт представляют собой обобщение результатов геологосъемочных, нефтепоисковых, разведочных и научно-исследовательских работ, проведенных на территории листа Р-42, 43—одного из наиболее хорошо изученных районов Западно-Сибирской плиты.

В результате выполненных исследований установлено, что в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты нет сплошного распространения палеозойского плитного комплекса. Высокоскоростная преломляющая граница К (1), прослеживаемая в верхней части коры и принимаемая некоторыми исследователями за кровлю складчатого и кристаллического фундамента, является наложенной границей, расположенной внутри консолидированной коры. Доказательством этого положения является то, что эта же граница прослежена внутри консолидированной коры в пределах Уральской и Казахстанской складчатых систем и в других складчатых регионах. Осадочный комплекс палеозоя образуется только в пределах прогнутых зон поверхности консолидированной коры. Он складывается карбонатными, терригенно-вулканогенными и вулканогенными толщами, нередко с интрузивными телами трещинного типа. Стратиграфический диапазон и мощность осадочного комплекса предопределены возрастом консолидации верхней части земной коры. В небольшом объеме осадочный комплекс развит на коре байкальского возраста консолидации в пределах Уват-Хантымансийского среднего массива, где толща палеозойских пород выполняет глубокие впадины и прогибы, нередко образуя покровы. Палеозойский чехол Уват-Хантымансийского срединного массива формировался на стадии деформации коры и господства нисходящих движений, в связи с чем в его пределах возможны поисковые работы на нефть в породах палеозоя.

Обосновано наличие в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты триасовой рифтовой системы, знаменующей начало новой деструктивной стадии развития земной коры. Глубокая переработка под воздействием мантийных процессов континентальной коры Западной Сибири привела к уменьшению ее общей мощности. Нарушение изостатического равновесия обусловило ее погружение и образование крупного бассейна седиментации. Сформированные рифтогенезом структурные элементы (грабен-рифты и межрифтовые поднятия) в мезозое и кайнозое продолжали унаследованно развиваться и сыграли определяющую роль при формировании структур в платформенном чехле. Над грабен-рифтами были сформированы зоны мегапрогибов и желобов — Колтогорско-Уренгойский, Аганский, Пурский, между ними — поднятия типа Сургутского свода и Нижневартовского мегавала. Как наиболее опущенные зоны, мегапрогибы и желоба были в первую очередь освоены поздне триасовой — раннеюрской речной сетью, аллювий которой может рассматриваться как коллектор для рукавообразных залежей нефти типа Талинской, что дает основания для поиска крупных высокодебитных залежей.

В мезозойско-кайнозойском чехле выделяется три структурных этажа — нижний (среднетриасово-среднеюрский), средний (позднеюрско-палеогеновый) и верхний (олигоцен-четвертичный), обусловивших три этапа осадконакопления, отражающих три крупных тектоно-седиментационных цикла.

Структурные особенности и тектоническое развитие фундамента и массивов оказали влияние не только на инфраструктуру платформенного чехла, но и в сумме с позднеюрско-неокомской и позднемеловой—раннепалеогеновой мировыми трансгрессиями оказали существенное влияние на формирование литолого-фациальных особенностей осадочного чехла. Разломы, ограничивающие эти складчатые системы, а также триасовые грабен-рифтовые зоны наследуются в чехле, обуславливая границы основных тектонических структур платформенного чехла. С ними примерно совпадают границы литолого-фациальных зон, границы основных нефтегазоносных областей и районов.

Основное полезное ископаемое в регионе — нефть. В Среднеобской нефтегазоносной области главным объектом является неокомский нефтегазоносный комплекс — один из основных продуктивных комплексов Тюменской области. В связи с этим главными задачами оценки перспектив нефтегазоносности неокомского комплекса является изучение характера распространения резервуаров неокома, выявление зон нефтегазонакопления, в том числе и неструктурных ловушек. Основными факторами, влияющими на направление поиска нефти в неокомском резервуаре, является структурный в сочетании с палеонтологическим и палеогеографическим.

Во Фроловской нефтегазоносной области неоком представлен непроницаемыми глинами фроловской свиты, и поэтому главным объектом нефтедобычи являлся здесь резервуар тюменской свиты, заключающий литологически выклинивающиеся и сложнопостроенные низкодебитные пласты Ю<sub>2-3</sub>, тяготеющие к сводовым зонам поднятий. В последнее время установлены рукавообразные залежи нефти, представляющие собой извилистые полосы песчаников шеркалинской толщи. Представляется, что дальнейшие поисковые работы в Мансийской синеклизе должны быть направлены на выявление высокодебитных (до 300 м<sup>3</sup>/сут) рукавообразных залежей шеркалинской толщи. Следует особо подчеркнуть, что для этого типа рукавообразных залежей структурный фактор не является определяющим, основным является палеогеографический фактор. Поэтому главное внимание должно быть сосредоточено на изучении палеогеографии с целью восстановления конфигурации речной сети ранне-среднеюрского времени.

Опыт нефтепоисковых работ на Красноленинском своде показал, что для этих целей успешно применяется метод сейсмофациального анализа на базе комплексной обработки сейсмических материалов (МОВ ОГТ) и данных ГИС, и, в частности, обработки материалов ОГТ по программам прогнозирования геологического разреза (ПГР), одной из которых является разработанная в СНИИГГиМС система РЕАПАК, позволяющая выделить песчаные горизонты с хорошими коллекторскими свойствами. Дальнейшее наращивание нефтегазового потенциала Фроловской области должно быть связано с нефтеносностью нижне-среднеюрских отложений, промышленная нефтеносность которых подтверждена на многих площадях. Перспективным направлением в этом отношении является поиск полей распространения шеркалинской толщи на сводах, аналогичных Красноленинскому, и их склонах в пределах Мансийской синеклизы (Нялинский, Ляминский, Юильский).

Новым направлением нефтепоисковых работ в триас-среднеюрских отложениях является изучение зон желобов над триасовыми рифтами фундамента. В пределах листа наиболее крупным является Аганский желоб. В русловый отложениях нижней—средней юры могут быть

обнаружены крупные неструктурные залежи нефти. Их поиск можно осуществлять проведением детальных работ ОГТ с обработкой по программам РЕАПАК. Осуществляемые в настоящее время поиски и разведка месторождений нефти не учитывают значение рифтогенных желобов, в которых предполагаются благоприятные геологические условия для формирования крупных залежей нефти и газа.

Благодаря выполненному значительному объему площадных сейсмических исследований методами ЭПВ, МОВ ОГТ в сочетании с данными бурения глубоких поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин, а также 12 региональных профилей МОВ ОГТ, геологическая изученность отложений платформенного чехла, начиная с люлинворской свиты, на отдельных разведочных площадях может быть приравнена к масштабу 1:500 000, но это касается только разреза платформенного чехла, начиная с глубин 300—400 м, вплоть до фундамента. Объясняется это тем, что сейсморазведка получает удовлетворительные результаты, начиная с глубин 300—400 м, ГИС в скважинах проводится почти с этих же глубин. Таким образом, для изучения самой верхней части отложений платформенного чехла — континентальных отложений палеогена, неогена и четвертичных, с которыми связаны месторождения строительных материалов и пресные подземные воды, остаются традиционными методы средне- и крупномасштабной геологической съемки с применением бурения скважин до кровли тавдинской свиты.

Геологическое строение региона позволяет надеяться на обеспечение его местной сырьевой базой строительных материалов, что дает возможность отказаться от дорогостоящего завоза его со стороны. С четвертичными и неогеновыми отложениями, обнажающимися на поверхности, связаны месторождения песчано-гравийных смесей (флювиогляциальные среднечетвертичные и русловые современные отложения), особенно на участках перемыва флювиогляциальных и ледниковых отложений; строительных песков (флювиогляциальные и аллювиальные отложения), кирпичных и керамзитовых глин (озерно-ледниковые и озерные отложения).

В качестве нерешенных вопросов региональной геологии все еще остается выяснение структуры палеозойских комплексов. Высказывается необоснованное мнение о слабой их дислоцированности и о наличии субгоризонтальной границы с породами складчатого фундамента, которому придается рифейский или байкальский возраст. Для подтверждения этой точки зрения необходимо бурение скважин с вскрытием отложений палеозоя. Не решена проблема нефтегазоносности баженовского резервуара, генезиса отложений афимовской толщи (влияние на ее формирование турбидитных течений). Остаются неясности в палеогеографии и стратиграфии четвертичных толщ. С этой целью на опорных обнажениях Белогорского материка и в обнажениях по рекам Иртыш, Юган, Казым, Назым и др. следует продолжить тематические исследования для решения остродискуссионных вопросов четвертичной геологии, в частности, возраста и генезиса валунных суглинков.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1971.
2. *Архипов С. А.* Современные идеи и направления в исследованиях ледникового периода в Сибири.— В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск, Наука, 1981, с. 7—13.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины/Ред. И. И. Нестеров. Тюмень, 1976.
4. Атлас структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности/Ред. М. Я. Рудкевич. Тюмень, 1970.
5. Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири (уточнение стратиграфической схемы)/Л. В. Ровнина, М. К. Родионова, В. М. Мазур и др. М., Наука, 1985.
6. *Богущ О. И., Бочкарев В. С., Юферев О. В.* Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, Наука, 1975.
7. *Бочкарев В. С.* Тектонические условия геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М., Недра, 1973.
8. *Бочкарев В. С.* Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных ярусов.— Труды ЗапСибНИГНИ, 1978, вып. 133, с. 5—60.
9. *Брадучан Ю. В., Булыжникова А. А.* Основные типы разрезов нижнего мела Западной Сибири.— Труды ЗапСибНИГНИ, 1977, вып. 121, с. 43—45.
10. *Варламов И. П.* Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1970 (Труды СНИИГГиМС, вып. 67).
11. *Волкова В. С.* Четвертичные отложения низовьев реки Иртыш и их биостратиграфическая характеристика. Изд-во АН СССР, 1966.
12. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-43, (44) — Тара/Отв. ред. В. В. Сурков, С. Б. Шацкий. Л., 1983.
13. Геологическое строение Западно-Сибирской плиты/И. И. Нестеров, Л. Л. Подсосова, М. Я. Рудкевич и др.— В кн.: 27-я сес. МГК. Докл. сов. геологов. Т. 1. Геология Советского Союза. М., Наука, 1984, с. 44—50.
14. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности основных резервуаров Западной Сибири/В. И. Шпильман, Г. И. Плавник, Л. Г. Судат и др.— Труды ЗапСибНИГНИ, 1979, вып. 145.
15. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975.
16. Геология и нефтегазоносность Нижневартовского района/Р. Б. Бембель, М. М. Биншток, В. С. Бочкарев и др.— Труды ЗапСибНИГНИ, 1974, вып. 83.
17. Геология СССР. Т. 14. Западная Сибирь/Ред. В. Д. Фомичев, Н. Н. Звонарев. М., Недра, 1967.
18. Геология СССР. Т. 44. Западно-Сибирская низменность/Ред. Н. Н. Ростовцев. М., Недра, 1964.
19. Гидрогеология СССР. Т. 16. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области)/Ред. В. А. Нуднер. М., Недра, 1970.
20. *Земцов А. А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск, Изд-во Томского ун-та, 1978.
21. *Зубаков В. А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., Недра, 1972.
22. *Зубаков В. А., Кочегура В. В.* Хронология новейшего этапа геологической истории СССР (от 3 000 000 до 60 000 лет).— В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратификация. Л., 1973.
23. *Ильина В. И.* Палинология юры Сибири. М., Наука, 1985.
24. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Нижний и средний плейстоцен низовьев Иртыша.— Труды ВСЕГЕИ, 1974, т. 214.
25. *Криночкин В. Г.* Основные типы доюрских породных комплексов и этапы тектонического развития Красноленинского свода.— В кн.: Этапы тектонического развития нефтегазоносных областей Западно-Сибирской равнины.— Труды ЗапСибНИГНИ, 1982, вып. 173, с. 14—24.



26. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., Недра, 1968.
27. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-во МГУ, 1970.
28. Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина. Нижнее Приобье/С. А. Архипов, В. А. Панычев, Г. Г. Шелехова и др. Новосибирск, Наука, 1978.
29. Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шпильман К. А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., Недра, 1971.
30. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири/И. П. Варламов, Р. О. Галабала, П. П. Генералов и др. М., 1981.
31. Опорные скважины СССР. Покурская опорная скважина/Е. А. Дряхлова, А. А. Розин и др. Л., Гостопиздат, 1961.
32. Опорные скважины СССР. Сургутская опорная скважина/И. И. Нестеров, Г. И. Перозио, И. В. Брадучан и др. Л., Недра, 1964.
33. Опорные скважины СССР. Ханты-Мансийская опорная скважина (Тюменская область)/И. Г. Козлов, Г. А. Ястребова, С. И. Пургова и др. Л., Гостопиздат, 1961.
34. Перспективы нефтегазоносности неоконских отложений Тюменской области/И. И. Нестеров, В. И. Шпильман, Г. И. Плавник и др.—Геология нефти и газа, 1985, № 4, с. 8—13.
35. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск, Наука, 1977.
36. Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1981.
37. Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности/Ред. М. И. Варенцов. М., Недра, 1969.
38. Салманов Ф. К. Закономерности распределения и условия формирования залежей нефти и газа. М., Недра, 1974.
39. Салманов Ф. К., Хафизов Ф. З. Итоги деятельности Главтюменгеологии в 1981—1983 гг. и основные направления геологоразведочных работ.—Геология нефти и газа, 1984, № 3, с. 1—5.
40. Салымский нефтеносный район/Ред. И. И. Нестеров. Тюмень, 1970 (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 41).
41. Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука, 1984.
42. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Л., Недра, 1978.
43. Сургутский нефтеносный район/Ред. И. И. Нестеров. Тюмень, 1968 (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 19).
44. Сурков В. С., Жеро О. Г. Палеозойские осадочные бассейны Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности. Новосибирск, 1977 (Труды СНИИГГиМС, вып. 255).
45. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981.
46. Указания к региональным стратиграфическим схемам мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденным Межведомственным стратиграфическим комитетом 30 января 1978 г. Тюмень, 1984.
47. Федоров Ю. Н. Направление поисков залежей нефти в верхнетриасовых отложениях Тундринской котловины.—Труды ЗапСибНИГНИ, 1983, вып. 190, с. 41—43.
48. Филина С. И., Корт М. В., Зонн М. С. Палеогеография и нефтегазоносность баженновской свиты Западной Сибири. М., Наука, 1981.
49. Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск, Наука, 1981.
50. Шаньский нефтеносный район/Ред. И. И. Нестеров. Тюмень, 1971 (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 43).
51. Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.—Труды Томского ун-та, 1956, т. 133, с. 115—123.
52. Шацкий С. Б. Тобольский горизонт северной части Обь-Иртышского междуречья.—В кн.: Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. Новосибирск, Наука, 1975, с. 5—16.

**МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ПЕРВОГО И ВТОРОГО ПОРЯДКОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ**

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простирания	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по горизонту „Б“, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
<b>Внешний пояс* — А</b>							
<i>Северо-Приуральская моноклиза* — А<sub>1</sub></i>							
Березовская моноклиналь*							1
Алясовский*	Вал	275	70	20	1 400		1
Полноватский*	Прогиб	275	60	10	600		2
Чуэльский*	Вал	260	55	12	660		3
<i>Среднеприуральская гемиянтеклиза* — А<sub>2</sub></i>							
Шаймская зона поднятий*							2
Тетеревский*	Вал	45	40	7	280		4
<b>Среднеобская мегаантеклиза — Б</b>							
<i>Мансийская синеклиза — Б<sub>1</sub></i>							
Верхнеполуйская моноклиналь*		43	210	100	21 000	600	3
Среднеказымская зона прогибов		50	120	60	7 200	300	4
Егомъеганский	Вал	50	60	12	700	100	5
Сорумская	Котл.	50	35	35	1 200	100	6
Северо-Юильская	Котл.	50	45	25	1 100	100	7
Б/н	С. з.	43	30	24	700	50	8
Шеркалинская зона прогибов*		40	220	120	26 000	500	5
Лыхминский	Прогиб	40	80	10	800	150	9
Мозямский	Вал	34	90	13	1 170	150	10
Бобровская	Впад.	34	95	12	1 140	50	11
Казымский	Вал	85	30	12	460	50	12
Аминский	Вал	25	78	15	1 170	150	13
Западно-Помутский	Прогиб	345	30	6	180	50	14
Помутское	К. п.	330	40	25	1 000	200	15
Октябрьское	К. п.	20	35	20	700	100	16
Восточно-Октябрьская	Котл.	340	50	20	1 000	100	17
Верхнеамнинский	Вал	30	50	15	750	100	18
Сотниковский	Прогиб	20	56	10	560	100	19
Центральный	С. н.	295	20	15	300	50	20
Юильская зона поднятий		45	80	50	4 000	300	6
Юильское	К. п.	350	40	30	1 200	100	21
Северо-Кельсинский	С. з.	300	20	18	360	50	22
Кельсинский	С. н.	15	30	18	540	85	23

Примечание. К. п.— куполовидное поднятие, с. н.— структурный нос, с. м.— структурный мыс, с. з.— структурный залив, котл.— котловина, седл.— седловина, впад.— впадина, з. п.— зона поднятий, г. п.— группа поднятий.

\* Большая часть структуры за пределами листа.

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простирания	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по горизонту, Б*, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
<b>Верхнелямнинская зона прогибов</b>		90	150	65	9 750	450	7
Лесной	С. з.	318	50	25	1 250	100	24
Западно-Вынглорский	С. з.	255	45	25	1 125	100	25
Вынглорская	Котл.	300	65	45	2 925	300	26
Верхнеязымский	Прогиб	290	42	20	840	50	27
<b>Унлорский мегавал</b>		100	165	25	4 125	175	8
Татъеганский	Вал	300	70	15	1 050	75	28
Унлорский	С. н.	10	40	30	1 200	50	29
Верхнелямнинский	С. н.	45	32	15	280	50	30
<b>Красноленинская группа поднятий</b>		310	120	80	9 100	250	9
Рогожниковское	К. п.	290	34	11	374	50	31
Южно-Рогожниковский	Прогиб	40	50	8	400	50	32
Малоатлымский	Вал	85	45	10	450	25	33
Талицкий	Вал	315	40	11	440	50	34
Потымецкое	К. п.	310	52	22	1 144	100	35
Южно-Сосновский	С. з.	295	40	15	600	50	36
Северо-Ингинский	Прогиб	275	35	8	280	50	37
Кальмановский	Прогиб	40	36	20	720	50	38
Ингинский	С. н.	90	35	18	630	50	39
Ендырское	К. п.	300	50	25	1 250	50	40
<b>Елизаровский мегапрогиб</b>		300	120	55	4 950	150	10
Сынварский	Прогиб	300	75	28	2 100	150	41
Назымское	К. п.	300	30	18	540	100	42
Итьяхинская	Котл.	70	50	25	1 250	50	43
<b>Ляминский мегапрогиб</b>		330	115	60	6 900	125	11
Б/н	Седл.	340	20	12	240	75	44
Балинский	Прогиб	355	45	16	720	75	45
Среднелямнинский	Вал	335	70	18	1 260	125	46
Южно-Камынская	Котл.	55	45	25	1 125	100	47
Студеный	С. н.	64	26	20	520	50	48
Западно-Сахалинский	Прогиб	320	65	11	715	125	49
Сахалинский	С. н.	330	40	17	680	50	50
Северо-Тундринский	Прогиб	325	30	15	450	50	51
Восточно-Сахалинский	С. н.	320	25	20	500	50	52
<b>Западно-Ляминская зона поднятий</b>		290	120	40	4 800	200	12
Гальяновский	Вал	345	45	15	675	60	53
Сынъеганский	С. н.	355	40	20	800	50	54
Зенковский	Вал	290	65	25	1 625	100	55

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простирания	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по горизонту „Б“, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
<b>Кондинская моноклинали*</b>		240	250	110	27 500	400	<b>13</b>
Западно-Сеульская	Седл.	45	35	35	1 225	150	56
Б/н	Прогиб	280	75	22	1 650	150	57
Кашатский	С. н.	45	40	25	1 000	100	58
Шебурское	К. п.	45	33	23	792	50	59
Южно-Шебурский	С. з.	90	40	15	600	50	60
Кондинский	Прогиб	50	53	23	1 219	50	61
Юкондинский	Вал	330	45	25	1 125	150	62
<b>Ханты-Мансийская впадина</b>		0	290	120	34 800	200	<b>14</b>
Б/н	Прогиб	85	53	20	1 060	50	63
Б/н	Прогиб	280	63	12	756	50	64
Фроловский	Вал	80	60	25	1 500	50	65
Эргинский	С. н.	330	45	24	1 080	50	66
Южно-Ковенский	С. н.	330	40	23	920	50	67
Нижнекондинский	Прогиб	315	82	15	1 230	100	68
Нижнешапшинское	К. п.	2	28	17	476	75	69
Кимский	Прогиб	315	35	11	385	50	70
Болчаринский	Вал	325	65	18	1 170	50	71

Хантейская антеклиза — Б<sub>2</sub>

<b>Северо-Сургутская моноклинали</b>		90	215	112	24 000	200	<b>15</b>
Летний	Вал	300	47	18	846	50	72
Верхненадымское	К. п.	5	45	16	720	50	73
Соимлорский	С. м.	90	40	25	1 000	50	74
Восточно-Пякутинский	С. м.	310	35	35	1 225	75	75
Коллективное	К. п.	20	50	28	1 400	50	76
Сонмская	Котл.	95	50	25	1 250	200	77
Западно-Итурский	Прогиб	30	70	20	1 400	50	78
Итурское	К. п.	330	35	35	1 225	50	79
Западно-Ноябрьский	Прогиб	28	70	22	1 540	150	80
Ноябрьский	Вал	5	58	25	1 450	150	81
Холмогорское	К. п.	58	45	36	1 620	50	82
Пограничное	К. п.	5	45	36	1 620	50	83
Грибная	Седл.	320	35	20	700	50	84
<b>Сургутский свод</b>		330	300	112	30 000	150—300	<b>16</b>
Июльское	К. п.	340	42	18	756	125	85
Тромъеганское	К. п.	335	47	25	1 175	75	86
Айпимский	Вал	340	60	13	700	185	87
Нижнесортымский	С. н.	15	35	20	650	100	88
Нижнесортымский	Прогиб	15	53	20	1 000	75	89
Южно-Тромъеганский	С. м.	15	48	30	1 400	50	90
Кочевский	Вал	25	50	10	450	50	91
Тевлинское	К. п.	22	30	25	700	50	92

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простирания	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по горизонту „Б“, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
Западно-Ягунский	Прогиб	5	60	10	550	50	93
Ягунское	К. п.	12	57	25	1 400	100	94
Камынский	С. м.	43	40	15	550	50	95
Венглинский	С. н.	20	40	35	1 300	100	96
Востокинский	Вал	345	52	15	700	50	97
Восточно-Венглинский	Прогиб	340	80	12	960	100	98
Савуйский	С. н.	355	68	20	1 300	50	99
Южно-Камынская	Котл.	325	34	23	782	75	100
Тайбинский	Вал	15	56	9	450	50	101
Минчимкинский	Вал	352	70	18	1 200	50	102
Пимский	Вал	330	140	12	1 600	150	103
Пилюгинский	Прогиб	320	80	10	750	100	104
Федоровское	К. п.	40—340	55	25	1 300	75	105
Южно-Балыкское	К. п.	20	60	20	1 100	50	106
<b>Ярсомовский мегaproгиб</b>		32	135	30	4 200	150	<b>17</b>
Южно-Грибной	Прогиб	48	35	12	400	50	107
Южно-Ягунский	Прогиб	86	38	16	600	100	108
Еловый	Прогиб	32	54	25	1 300	50	109
<b>Нижевартовский мегавал</b>		330	325	100	30 000	350	<b>18</b>
Котухтинский	С. н.	350	82	45	3 500	50	110
Ватъеганское	К. п.	340	40	35	1 350	75	111
Сардаковский	С. н.	0	45	18	800	50	112
Южно-Ватъеганский	Прогиб	90	48	16	700	50	113
Покачевское	К. п.	305	56	27	1 450	50	114
Урьевская	Г. п.	40	45	35	1 500	50	115
Восточно-Пакачевский	Прогиб	320	56	12	600	50	116
Аганский	С. м.	25	30	18	500	50	117
Большечерногорский	С. м.	320	38	18	600	50	118
Локосовский	С. м.	80	53	20	1 000	50	119
Северо-Покурский	С. м.	10	40	30	1 000	100	120
Мегионский	Вал	345	35	14	450	50	121
Самотлорская	Г. п.	315	50	40	1 900	75	122
Островной	С. м.	90	35	20	700	50	123
Ореховское	К. п.	285	52	25	1 250	100	124
Восточно-Зайцевский	Прогиб	320	55	100	500	50	125
Соснинский	Вал	325	40	20	700	50	126
Нежданый	С. м.	330	43	20	800	50	127
Зайцевское	К. п.	335	35	20	650	100	128
Малореченское	К. п.	340	30	18	500	50	129
Кедровое	К. п.	0	43	25	1 000	50	130
<b>Салымская группа поднятий</b>		35	160	65	10 000	100	<b>19</b>
Шапшинский	Вал	15	32	10	300	25	131
Салымское	К. п.	310	45	35	1 300	100	132
Западно-Пойкинский	Прогиб	330	55	10	550	50	133
Пойкинский	Вал	320	70	18	1 200	100	134
Верхнесалымское*	К. п.	310	50	40	1 800	75	135

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простира-ния	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по гори-зонту „Б“, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
<b>Б/н мегаседло-вина</b>		100	100	20	1 800	300	20
Тундринская	Котл. Прогиб	315	60	22	1 200	200	136
Милясовский		310	40	30	1 200	100	137
<b>Юганский мегaproгиб</b>		330	200	50	13 000	250	21
Нижнеюган-ская	Котл.	300	50	35	1 400	150	138
Восточно-Ма-монтковский	С. н.	300	30	20	550	50	139
Северо-Чупальская	Седл.	300	30	35	1 000	50	140
Среднеюган-ский	Прогиб	90	65	19	1 100	125	141
Угутский	Вал	70	57	20	1 000	50	142
Малоюганский	Прогиб	320	105	25	2 500	100	143
Южный	Прогиб	90	50	20	1 000	50	144
Чупальское	К. п.	360	45	20	850	100	145
<b>Северо-Демь-анская моно-клиналь</b>		320	130	70	900	50	22
Мултановское	К. п.	320	45	20	900	50	146
Восточно-Мул-тановский	Прогиб	330	45	12	500	50	147
Негусяхинский	Вал	330	70	18	1 200	50	148
<b>Южно-Вартов-ская моно-клиналь</b>		320	170	45	7 000	100	23
Киньяминский	С. м.	330	45	17	700	50	149
Куль-Еганский	Прогиб	315	120	11	1 200	50	150
Южно-Кинья-минский	Вал	320	60	11	600	75	151
Б/н	Прогиб	315	36	15	500	50	152
Куль-Еганское	К. п.	320	40	16	600	50	153
<b>Колтогорский мегaproгиб*</b>		0	150	40	600	300	24
Ильякский	Прогиб	0	120	20	2 400	300	154
<i>Кеть-Вахская антеклиза* — Бз</i>							
Александров-ский мега-вал*							25
<b>Ямало-Тазовская мегасинеклиза — В</b>							
<i>Надым-Тазовская глубокая синеклиза* — В<sub>1</sub></i>							
<b>Верхнеказым-ская мегаседловина*</b>		300	130	40	9 000	150	26
Ветсорско-Лунгорский*	Вал	340	65	10	600	50	155
Лунгорское	К. п.	300	25	15	375	75	156
Ямпинский	С. м.	310	25	22	500	50	157
Восточно-Ям-пинский	Прогиб	60	38	13	450	50	158
Западно-Ват-лорское	К. п.	320	37	22	800	75	159
Ватлорский	Вал	355	40	18	700	50	160
<b>Танловская впадина*</b>		50	180	70	1 500	250	27
Западно-Ай-хеттинская	Котл.	50	30	25	700	200	161

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простирания	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по горизонту, Б, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
<b>Верхненадымская моноклиналь</b>		330	120	80	9 000	125	28
Айхетское	К. п.	330	37	15	500	125	162
Восточно-Хеттинский	Прогиб	50	45	8	350	50	163
Сутыхский	С. м.	60	45	30	1 350	50	164
Восточно-Звездный	Прогиб	310	75	10	700	50	165
Памалияхский	С. м.	60	35	28	900	50	166

Пурский желоб — В<sub>2</sub>

<b>Северный мегавал*</b>		50	140	50	7 000	50	29
Янгтинский	Вал	355	30	20	600	50	167
<b>Пякупурский мегапрогиб</b>	Котл.	50	110	50	5 000	200	30
Западно-Венгаяхинская	Котл.	310	40	25	900	125	168
<b>Апакапурский мегапрогиб</b>		350	210	20	4 000	200	31
Западно-Вынгапурский	Прогиб	15	63	17	1 000	200	169
Западно-Вынгапурский	Прогиб	330	60	12	700	100	170
Восточно-Сардаковский	Прогиб	0	65	12	750	100	171
<b>Вынгапурский мегавал</b>		0	180	30	5 000	275	32
Вынгаяхский	Вал	0	90	20	1 700	150	172
Вынгапурский	Вал	350	85	30	2 400	275	173
<b>Ампутинский мегапрогиб</b>		10	220	30	6 000	400	33
Западно-Варьеганский	Вал	4	55	10	500	50	174
Щучинский	С. з.	60	30	15	400	50	175
Б/н	Прогиб	50	50	15	700	100	176
Западно-Ярийнерская	Котл.	355	50	45	2 100	150	177
Северо-Ярийнерский	Прогиб	60	50	13	660	250	178
Западно-Етыпурский	Прогиб	355	70	13	900	150	179
<b>Верхнепурский мегавал</b>		0	180	30	5 000	350	34
Етыпурский	Вал	345	72	25	1 700	350	180
<b>Варьеганский мегавал</b>		0	150	25	3 600	500	35
Варьеганский	Вал	355	100	20	2 000	500	181
Чернореченское	К. п.	350	27	18	450	75	182
<b>Восточно-Варьеганский мегапрогиб</b>		15	170	16	2 700	250	36
Западно-Тагринский	Прогиб	0	87	14	1 260	250	183
Никольский	Прогиб	30	50	15	700	50	184

Продолжение

Структурный элемент	Тип структуры	Азимут простирания	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Амплитуда по горизонту „Б“, м	Номер структуры на схеме (рис. 5)
Тагринский мегавал		0	260	22	5 700	250	37
Айтульский	Вал	0	95	20	1 850	2000	185
Ершовое	К. п.	0	40	20	750	100	186
Ярайнерское	К. п.	330	45	30	1 300	250	187
Верхнеаганский мегапрогиб		25	300	45	13 000	50	
Б/н	Прогиб	35	70	17	1 100	50	188
Б/н	Седл.	320	45	25	1 100	50	189



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>С. Б. Шацкий</i> . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	6
Протерозой. <i>О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов</i> . . . . .	6
Палеозой. <i>О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов</i> . . . . .	7
Триасовая система. <i>О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов</i> . . . . .	8
Юрская система. <i>С. Б. Шацкий, Ю. В. Брадучан</i> . . . . .	8
Меловая система. <i>С. Б. Шацкий, Ю. В. Брадучан</i> . . . . .	15
Палеогеновая система. <i>А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	24
Неогеновая система. <i>А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	28
Четвертичная система. <i>А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	29
Коры выветривания. <i>В. С. Бочкарев</i> . . . . .	42
Интрузивные образования. <i>О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов</i> . . . . .	44
Тектоника . . . . .	45
Тектоника складчатого фундамента. <i>О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков</i> . . . . .	45
Тектоника платформенного чехла. <i>С. Б. Шацкий</i> . . . . .	50
Неотектоника. <i>А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	64
Геоморфология. <i>А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	68
Гидрогеология. <i>А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	74
История геологического развития. <i>О. Г. Жеро, В. С. Сурков, С. Б. Шацкий, А. Е. Бабушкин</i> . . . . .	79
Основные выводы. <i>С. Б. Шацкий</i> . . . . .	89
Список литературы . . . . .	92
Приложение. Морфологическая характеристика структур первого и второго порядков Западно-Сибирской геосинеклизы . . . . .	94

УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000. Издание 1958 г.

Лист 1:42. 45 — Западная Сибирь

Издательство Геогиз

Редактор Л. В. Смирнов

Технический редактор В. Т. Смирнов

Содержание карты: Западная Сибирь, Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан, Узбекистан, Туркменистан, Афганистан, Индия, Китай, Монголия, Северная Корея, Южная Корея, Япония, Филиппины, Индонезия, Малайзия, Сингапур, Австралия, Новая Зеландия, Южная Африка, Южная Америка, Северная Америка, Канада, США, Мексика, Центральная Америка, Карибский бассейн, Европа, Африка, Азия, Австралия, Океания.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР**  
**Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)**  
**Лист Р-42, 43 — Ханты-Мансийск**

*Объяснительная записка*

Редактор *Т. Ю. Фридлянд*  
Технический редактор *А. А. Иванова*

Сдано в набор 03.10.90. Подписано в печать 23.10.90.  
Формат 70×108/16. Бумага тип. № 1. Гарнитура Литературная.  
Печать высокая. Усл. печ. л. 6.37+вкл. Усл. кр.-отг. 9.47. Уч.-изд. л. 9.88.  
Тираж 200 экз. Заказ 1162. Цена 1 руб.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

