

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Западно-Сибирская

Лист Р-42 — Ханты-Мансийск

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2011**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ОБЩЕСТВО С ОГРАНИЧЕННОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ «ГЕОТЭКС» (ООО «ГЕОТЭКС»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Западно-Сибирская

Лист Р-42 — Ханты-Мансийск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Денисов В. А., Зылева Л. И., Ковригина Е. К., Козырев В. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Р-42 – Ханты-Мансийск. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 343 с. + 12 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым центральной части Западно-Сибирской равнины, отражающие современный уровень изученности региона. Комплект листа включает карты доплиоценовых и плиоцен-четвертичных образований, полезных ископаемых с прогнозными составляющими в виде мелкомасштабных карт (1 : 2 500 000). Последние составлены для территории листа впервые. Также впервые составлены карты масштаба 1 : 1 000 000: закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых; прогноза на нефть и газ; геологическая юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу); гидрогеологическая. В комплект входят геологическая карта фундамента (доюрских образований) масштаба 1 : 2 500 000 и схемы: геоморфологическая, тектоническая платформенного чехла, неотектоническая и эколого-геологическая. Оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории — нефти и газа, титана и циркония (россыпи), строительных материалов, подземных вод.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

Табл. 19, ил. 21, список лит. 313 назв., прил. 1.

Авторы

Денисов В. А., Зылева Л. И., Ковригина Е. К., Козырев В. Е., Коркунов К. В., Лебедева Е. А., Матюшков А. Д., Новикова Л. П., Хрякова Л. А., Черепанов Ю. П., Чуйко М. А.

Главный научный редактор *Е. К. Ковригина*

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 28 декабря 2009 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2011
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2009
- © Коллектив авторов, 2009
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Лист Р-42 – Ханты-Мансийск Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) составлен на основании обобщения новых геологических и геофизических данных, полученных после издания листа второго поколения Р-42, 43 – Ханты-Мансийск (новая серия).

Территория общей площадью 140 144 км² охватывает центральные части Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО) Тюменской области, в тектоническом отношении — Западно-Сибирской плиты.

Работа выполнялась ФГУП «ВСЕГЕИ» и подрядной организацией ООО «Геотэкс» по конкурсному проекту Федерального агентства по недропользованию Минприроды России.

ООО «Геотэкс» в 2007 и 2008 гг. на опорных площадях проведены полевые исследования для обоснования прогнозно-минерагенических построений на россыпи минералов титана и циркония.

Географические сведения. В пределах региона выделяются пять крупных орографических элементов: Среднеобская низменность, представленная своей западной частью, с абс. отм. 50–115 м; гряда Сибирские Увалы с абс. отм. 120–150 м; возвышенность Белогорский Материк с абс. отм. 100–230 м; Кондинская низменность с абс. отм. 13–40 м; на западе в пределы района заходит северо-восточный склон гряды Пель-Тып с абс. отм. 50–130 м.

Речная сеть принадлежит к бассейну р. Обь, протекающей в субширотном и северо-западном направлениях. Ширина главного русла в межень — от 0,7–0,8 до 3,0 км при глубине от 4 до 8 м. Самые высокие скорости течения наблюдаются в период половодья — от 1,4 до 1,8 м/с. В летне-осенний период они падают до 0,6 м/с. Средний многолетний расход воды р. Обь составляет около 7350 м³/с перед устьем Иртыша, 10 200 м³/с у с. Белогорье. Иртыш — вторая крупная река района, имеет ширину у г. Ханты-Мансийск 0,8 км, глубину до 12 м. Падение реки в ее нижнем течении — 19,1 м, скорости течения изменяются от 0,3–0,8 м/с в меженный период до 1,0 м/с и более в половодье. Средний многолетний расход воды Иртыша составляет 2730 м³/с. Более мелкие реки Конда, Лямин, Бол. и Мал. Салым, Назым, Казым и др. обычно имеют небольшие (0,2–0,4 %) уклоны, которые лишь в верховьях увеличиваются до 0,6–0,9 %. Русла этих рек сильно меандрируют, глубина 1,5–6,0 м при ширине 60–250 м, величина расхода воды — от 3,3 до 74 м³/с при среднем значении 32 м³/с. Скорость течения рек 0,25–0,46 м/с. В питании рек принимают участие

талые снеговые, дождевые и подземные (грунтовые) воды. На весеннее половодье приходится 50–60 % объема стока.

Обилие озер и сплошная заболоченность с разнообразным набором болотных ландшафтов обусловлены прежде всего избыточным увлажнением территории и равнинным характером рельефа. Наиболее крупные озера развиты на левобережье Оби и Иртыша— Ендра, Таптым, Энетор, Эргинский Сор. На водоразделах озера встречаются реже (Пыжьян, Камышовое). Берега озер низкие (до 0,5–1,0 м), торфяные, часто зарастающие сплавиной. Дно озер, как правило, илистое, вязкое, сложенное торфяным детритом и заиленным торфом, реже песчаное. Глубина озер обычно не превышает 1,5–2,0 м, но иногда достигает 5–9 м.

Климат резко континентальный, характеризуется быстрой сменой погодных условий, особенно в переходные периоды — от осени к зиме и от весны к лету, а также в течение суток. Среднегодовая температура, по данным метеостанции Казым, $-3,8$ °С, среднемесячная температура июля $+16,0$ °С, января $-22,5$ °С. За год выпадает 400–500 мм осадков, их максимум приходится на июль (около 15 % годового количества). Период с устойчивым снежным покровом продолжается 180–200 дней — с конца октября до начала мая. Высота снежного покрова — от 50 до 80 см. Преобладающее направление ветра зимой южное, летом — северное.

Рассматриваемая территория относится к лесной зоне, подзоне средней тайги, северная часть территории заходит в северную тайгу. Животный мир представлен видами, обычными для таежной зоны (лось, бурый медведь, белка, заяц, лиса, выдра и др.), распространена боровая и водоплавающая птица. Реки и озера изобилуют рыбой (стерлядь, нельма, муксун, язь, щука, окунь и др.).

Население распределено неравномерно, его структура сформировалась за счет бурного развития нефтегазодобывающей промышленности. Коренные жители (ханты, манси) немногочисленны.

Основными речными магистралями являются Обь и Иртыш. Навигационный период продолжается менее шести месяцев. Притоки Оби и Иртыша — Конда, Назым, Лямин, Бол. и Мал. Салым — судоходны в летнее время года до окончания паводка, продвижение по ним возможно на маломерных судах. В юго-восточной части района проходит железнодорожная линия Тюмень—Тобольск—Салым—Сургут—Коротчаево. Большую роль в социальном и экономическом развитии играет автомобильный транспорт. Населенные пункты и разрабатываемые нефтяные месторождения соединены между собой автомобильными дорогами с твердым покрытием или улучшенными грунтовыми дорогами. На севере перевозка грузов осуществляется преимущественно по автозимникам. Широко применяется воздушный транспорт, при этом основные перевозки выполняют вертолеты.

На территории преобладает газонефтяная промышленность. Развиты также лесная и деревообрабатывающая отрасли. Производство стройматериалов, животноводство и пищевая промышленность имеют местное значение. Промышленным центром является г. Ханты-Мансийск. Оленеводством, рыболовством и охотничьим промыслом занимаются главным образом коренные жители.

Геологическая изученность. Геологические исследования на территории листа до 1945 г. носили в основном маршрутный характер и базировались на изучении естественных обнажений вдоль долин магистральных рек района и керна немногочисленных колонковых скважин. Из ранних работ наиболее информативными являются исследования Н. К. Высоцкого (1894–1896), в результате которых была разработана первая стратиграфическая схема для бассейна Иртыша, расчленены третичные и четвертичные отложения. Советский период изучения территории характеризовался постепенным наращиванием объемов геологоразведочных работ. С 1917 по 1941 гг. главное внимание уделялось изучению четвертичных отложений, рельефа и палеогеографии. Маршрутные исследования по рекам проводились В. Н. Городковым, П. Л. Дравертом, В. И. Громовым, Р. С. Ильиным, В. А. Дементьевым, П. А. Никитиным и др. На основании обобщения материалов экспедиций и собственных геологических изысканий Я. С. Эдельштейн (1932) составил геолого-гидрогеологический очерк Обь-Иртышского района, где описал оро- и гидрографию, геоморфологию, геологическое строение и состав кайнозойских образований.

Планомерное геологическое изучение района началось проведением аэрогеологической съемки листа Р-42 масштаба 1:1 000 000 экспедицией ВСЕГЕИ с участием С. Г. Боча, С. В. Яковлевой, П. Ф. Ли, С. Г. Максименко. В 1950-е годы коллективом ВСЕГЕИ был выполнен широкий комплекс научных исследований под руководством Н. Н. Ростовцева, итогом которых явилась монография «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности», где дана высокая оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемого района [60]. В 1951 г. на территории была заложена Ханты-Мансийская опорная скважина [304], положившая начало изучению геологического строения района глубоким разведочным и структурно-поисковым бурением, сопровождаемым профильной и площадной сейсморазведкой. В 1953 г. из валанжинских отложений по Березовской опорной скважине получен первый мощный фонтан горючего газа. Колонковое структурно-поисковое бурение проводилось по профилям Мал. Атлым—Урманное, Уват—Реполово, Самарово—Сургут, Назымский и др. [244, 246, 259, 262, 284, 290 и др.].

Подземные воды глубоких горизонтов осадочного чехла изучались Н. И. Платоновой и Н. С. Румянцевой (1956) по материалам опорных и нефтеразведочных скважин. О. В. Равдоникас (1957, 1958) обобщила гидрогеологические данные по Тюменскому Зауралью, включающему и площадь района. Ею подробно охарактеризованы подземные воды и газы юрско-меловых отложений, освещены вопросы их динамики, сделаны выводы о перспективах нефтегазоносности.

С 1960-х годов долины Оби, Иртыша явились объектом постоянного изучения сотрудниками СО АН СССР, ВСЕГЕИ, СНИИГиМС, ЗапСибНИГНИ и других организаций. В частности, ЗапСибНИГНИ в 1970–1973 гг. были проведены тематические работы по изучению опорных разрезов в обнажениях правого берега Оби – от г. Ханты-Мансийск до пос. Перегребное [310]. При расчленении разреза новейших отложений Белогорья был применен литоритмостратиграфический анализ в сочетании с фациально-циклическим и геоморфологическим методами.

Публикаций этого времени очень много. К числу фундаментальных следует отнести работы С. А. Архипова [6, 142], П. П. Генералова [35–45], Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградского [101, 102], В. С. Волковой [30, 31] и др., где изучены стратиграфия и литология новейших отложений Белогорского Материка и района Широкого Приобья, строение террас Оби и Иртыша, некоторые аспекты неотектонического строения территории, разработана местная биостратиграфическая схема четвертичных отложений, выявлена дисгармоничная складчатость в эоцен-олигоценых отложениях.

В 1964–1967 гг. партиями Печорской экспедиции 2 ГГУ в зоне проектировавшихся гидротехнических сооружений проводились инженерно-геологические исследования с широким применением аэрофотоматериалов и незначительным объемом колонкового бурения. По результатам работ составлен комплект карт различного геологического содержания [240, 241, 266, 272, 273, 274, 277, 282 и др.].

Сотрудниками МГУ под руководством В. Т. Трофимова в 1962–1964 гг. составлена карта инженерно-геологического районирования Западной Сибири масштаба 1 : 500 000. Этими исследователями охарактеризованы физико-механические свойства грунтов, рассмотрены современные физико-геологические процессы, установлены закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты, изучены экзогенные геологические процессы и явления в районе Белогорского материка. Позднее В. Т. Трофимовым в соавторстве с Н. Г. Фирсовым и Ю. К. Васильчуком составлены и подготовлены к изданию мерзлотные карты Западно-Сибирской плиты масштаба 1 : 1 000 000 [306].

Периодически по мере накопления фактического материала проводились обобщающие работы с составлением обзорных мелкомасштабных карт: Карты новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины масштаба 1 : 2 500 000 [105] и Геоморфологической карты Западно-Сибирской равнины масштаба 1 : 1 500 000 [64], Геоморфологической карты Тюменской области масштаба 1 : 1 500 000, отражающей ярусное строение рельефа Западно-Сибирской равнины [276], а также Геологической карты Западно-Сибирской равнины и прилегающих территорий масштаба 1 : 500 000 под редакцией Н. Н. Ростовцева (1984).

Результаты тематических исследований были обобщены в монографиях по Западно-Сибирскому региону СССР: Геология СССР, т. 14 под редакцией В. Д. Фомичева и Н. Н. Звонарева (1967) и т. 44 под редакцией Н. Н. Ростовцева (1964); Гидрогеология СССР, т. 16, редактор В. А. Нуднер (66); Геокриология СССР, редактор Э. Д. Ершов (50).

Поиски и разведка неметаллических полезных ископаемых на территории листа проводятся с 1950-х годов. Поиски месторождений строительного песка были проведены в руслах Оби, Назыма, Лямина, Пима и на площади Ляминского Сора И. Прусаковым (1968, 1974, 1976), на пойме Оби — Н. М. Старовойтовым (1973). В 1981 г. Центральной геолого-поисковой партией ТКГРЭ проведена детальная разведка крупного Назымского месторождения песчано-гравийной смеси, расположенного в пойме р. Назым.

В 1991–1994 гг. проведены поиски строительных материалов в районе г. Ханты-Мансийск. Установлена перспективность территории на выявление кирпично-керамзитовых глин. В 1998 г. по договору с Комитетом по нефти, газу и минеральным ресурсам Администрации ХМАО Тюменской области А. П. Каменским составлен справочник месторождений минерального сырья для производства строительных материалов [263].

Геофизическая и геохимическая изученность территории подробно охарактеризована в предваряющем источнике информации — комплексах опережающих геофизической и геохимической основ [268, 311] Госгеолкарты-1000/3 листа Р-41, 42.

Геохимические исследования проводились при групповой и полистной геологических съемках масштаба 1:200 000 [260, 298, 309]. При групповой съемке геохимическое опробование выполнялось по маршрутам и отдельным площадям на дневной поверхности и по разрезам скважин колонкового бурения для кайнозойских образований. Групповые геологические съемки масштаба 1:200 000 содержат данные ПКСА проб кайнозойских отложений, результаты химических анализов подземных вод, характеристики химических составов глинистых и глинисто-кремнистых пород.

Систематические геофизические исследования начались в 1952 г. проведением аэромагнитных съемок масштаба 1:1 000 000. К настоящему времени территория листа полностью покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000, гравиметрической съемкой масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, почти полностью (98,6 %) — аэромагнитной съемкой масштабов 1:50 000 и 1:25 000, частично — гравиметрической съемкой масштабов 1:50 000 и 1:25 000. Кроме того, имеются наблюдения на отдельных региональных или интерпретационных профилях. Полные сведения об аппаратурно-метрологическом обеспечении, методике проведения, способах обработки, качестве первичных материалов и формах их представления находятся в региональной базе гравимагнитных данных (по Тюменской области), созданной в течение 1998–2001 гг. в ЗапСибГеоНАЦ.

Электроразведочные работы проводились на территории листа Р-42 с начала 1950-х до середины 1990-х годов. Они выполнялись в модификациях ТТ и МТЗ по сетям, соответствующим масштабам 1:1 000 000 и 1:500 000, для решения региональных геологических задач.

Сейсморазведочные работы на территории листа Р-42 начали проводиться с середины 1950-х годов. Это были работы МОВ (однократное профилирование) поисково-разведочного характера. По рекам велись маршрутные исследования по методике речной сейсморазведки, разработанной инженером-геофизиком А. К. Шмелевым. Начиная с 1974 г. применяется метод общей глубинной точки (МОВ ОГТ) с большими глубинностью и разрешающей способностью. К настоящему времени характеризуемая территория на 90 % охвачена площадной сейсмической съемкой МОВ ОГТ масштаба 1:200 000; на большей ее части проведены площадные работы масштабов 1:100 000 и 1:50 000. Исследованиями ТЗ МПВ (точечные зондирования преломленными волнами) изучались строение и рельеф фундамента. По результатам площадных и профильных сейсморазведочных работ построены структурные карты и схемы

различной степени точности для ряда опорных отражающих горизонтов от сеномана до подошвы платформенных отложений; проведено тектоническое районирование осадочного мезозойско-кайнозойского чехла; выделен ряд положительных структур разных порядков; на некоторых из них последующим бурением выявлены залежи углеводородов.

Территория листа покрыта групповой геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, выполненной Тюменской КГРЭ и ПГО «Ханты-Мансийск-геофизика» [260, 309], по результатам которой подготовлены к изданию группы листов масштаба 1 : 200 000 по требованиям второго поколения Госгеолкарты-200. Ю. П. Черепановым подготовлены к изданию листы Р-42-XXII, XXIII, XXIV, XXVIII, XXIX, XXX, XXXIV, XXXV, XXXVI [57]; С. Г. Черданцевым — V, VI, XI, XII, XVII, XVIII [55]; А. И. Анцыфоровым — XIX, XX, XXV, XXVI [56]. Работы по листам Р-42-XIII, XIV, XV, XVI (Назымская площадь) были законсервированы [270]. В составе комплектов карт по блокам листов ГГК-200 составлены и подготовлены к изданию карты четвертичных (плиоцен-четвертичных) образований масштаба 1 : 200 000. Ряд карт масштаба 1 : 500 000 — геологические карты дочетвертичных (или доплиоценовых) образований, карты нефтеносности или нефтяных месторождений с элементами прогноза, гидрогеологические карты (схемы), схемы доюрского фундамента, схемы геолого-экологических условий, схемы прогноза полезных ископаемых и др. Также составлены объяснительные записки. Подготовка карт к изданию осуществлялась с учетом стратиграфических материалов, принятых МРСС и утвержденных МСК России по мезозою [170, 189], палеогену и неогену [215] и четвертичным отложениям [212] Западно-Сибирской равнины. По этим документам и результатам геологических работ масштаба 1 : 200 000 подготовлена П. П. Генераловым, Ю. П. Черепановым, А. И. Некрасовым и др. под редакцией Б. Ф. Костюка и утверждена НРС Роснедра 31 мая 1999 г. Легенда Тюменско-Салехардской подсерии Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 200 000 [279].

По данным геофизических съемок, изучения разрезов, скважин и по основным результатам геологических исследований, выполненных до 1986 г., сотрудниками ВСЕГЕИ, СНИГГиМС и ЗапСибНИГНИ под редакцией С. Б. Шацкого, В. С. Суркова, И. И. Нестерова подготовлен и в 1990 г. издан лист Р-42, 43 — Ханты-Мансийск Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) [74]. В работе обобщен большой материал по стратиграфии, интрузивным образованиям, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития Среднеобской нефтегазоносной области и Красноленинского района Фроловской нефтегазоносной области Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В ней также даны характеристика месторождений нефти и газа, торфа, строительных материалов, минеральных и термальных вод, перспективная оценка района на ведущие полезные ископаемые.

На территории проведено экогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 [289]. При недостаточном объеме выполненного в районе опробования природной среды оно не может считаться кондиционным. В ЗапСибГеоНАЦ составлена литолого-геологическая карта современного

среза равнинной части территории ХМАО масштаба 1:500 000 [286]. В НПЦ «Мониторинг» (г. Ханты-Мансийск) создан комплексный мелкомасштабный атлас Ханты-Мансийского автономного округа, опубликованный в 2004 г.

В последние годы итоги геологоразведочных работ по Ханты-Мансийскому автономному округу обобщаются Научно-аналитическим центром рационального недропользования им. В. И. Шпильмана (г. Ханты-Мансийск) в трудах ежегодных научно-практических конференций «Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры».

Итоги изучения геологического строения, истории развития и полезных ископаемых Западной Сибири, начиная с середины 1980-х и до 1998–1999 гг., подведены в монографиях «Геология нефти и газа Западной Сибири» [63], «Геология и полезные ископаемые России. Западная Сибирь» под редакцией А. Э. Конторовича и В. С. Суркова [62]. Ряд трудов посвящен закономерностям размещения и условиям формирования нефтяных и газовых месторождений региона (Ф. К. Салманов, 1974), характеристикам месторождений УВ сырья и перспективам нефтегазоносности [60, 111, 146].

В последних сводных работах по подземным водам С. С. Палкиным и др. [294] оценены запасы апт-сеноманских подземных вод для обеспечения системы ППД, Б. П. Ставицким [302] проведена региональная оценка гидроминеральных ресурсов йодо-бромных вод апт-сеноманских и неомских отложений.

Итоги изучения стратиграфии мезозойских, палеогеновых и неогеновых, четвертичных, а также палеозойских образований Западной Сибири рассматривались на межведомственных региональных стратиграфических совещаниях [170, 188, 189, 212, 215], а также обобщены в монографиях по стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Сибири (главный редактор А. Э. Конторович) [200] и в материалах Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности» [219].

Методические основы выполнения Гостеолкарты-1000 третьего поколения (2007) предусматривают составление комплектов карт на точной топографической основе в цифровом и аналоговом видах с учетом результатов опережающих работ по созданию дистанционной, геофизической и геохимической основ.

В объяснительной записке к опережающей геофизической основе [153] приведено описание строения земной коры и верхов мантии по данным глубинной сейсморазведки. Дана характеристика использованных сейсмических материалов, описана методика составления структурных карт и схематических карт латеральной скоростной неоднородности.

Опережающая геохимическая основа (ОГХО) листа Р-41, 42 – Ханты-Мансийск составлена ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2001 г. [120]. На основании систематизации имеющихся геохимических данных по площади листа выяснены геохимические особенности фундамента Западно-Сибирской плиты и ее чехла по мезозойским и кайнозойским отложениям. Дана

геохимическая характеристика подземных вод по водоносным комплексам верхней части фундамента, юрских и меловых отложений. Выполнено геохимическое районирование территории и охарактеризована эколого-геохимическая обстановка, отмечены перспективы района на россыпи минералов титана и циркония в кайнозойских отложениях.

Специальных геохимических исследований в период с 2001 по 2008 г. на территории не проводилось. Работы по актуализации ОГХО проведены в части листа Р-42 на основании комплексного анализа всего имеющегося по району работ геохимического материала. Прежде всего проведены ревизионные работы результатов минералогических анализов предшествующих лет на минералы титана и циркония. ОГХО была дополнена результатами лабораторных исследований (минералогический анализ) по материалам опробования олигоценых и четвертичных образований в полевые сезоны 2007–2008 гг. (ООО «Геотэкс»).

Полученные материалы позволили выполнить на территории листа Р-42 минерагеническое районирование на россыпи минералов Ti и Zr, уточнить границы распространения и оценить прогнозные ресурсы (P₃) этого вида минерального сырья выделенных потенциальных рудных узлов — Малоатлымского в пределах установленной ранее (лист Р-41) Кондинско-Обской минерагенической зоны и вновь выявленного Пельтыпского. В целом по листу Р-42 оценены прогнозные ресурсы россыпных минералов Ti и Zr по категории P₃ и металлогенический потенциал олигоценых и четвертичных образований.

На основе выполненных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, картосоставительских работ ГГК-1000 (новая серия), стратиграфических исследований, завершенных публикацией и утверждением МСК материалов МРСС по Западной Сибири, составлены легенды Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-200 и ГГК-1000/3. Первая из них включает подсерии: Омско-Кулундинскую (актуализирована в 2004 г.), Обскую и Тюменско-Салехардскую. Западно-Сибирская легенда ГГК-1000/3 составлена в 2005 г., актуализирована в 2007 г. с разработкой минерагенического блока [278]. Она положена в основу составленных легенд к картам комплекта листа Р-42 — Ханты-Мансийск.

В данной работе проанализированы и обобщены материалы, содержащиеся в изданных и готовящихся к изданию комплектах Государственных геологических карт новых серий масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, в опубликованных монографиях и статьях, в решениях региональных совещаний [54–57, 74, 107, 167, 236, 237, 238, 248, 260, 265, 309 и др.].

Работа выполнена в соответствии с разработанными во ВСЕГЕИ нормативными документами по составлению Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения: «Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)», 2007 г.; «Требованиями по представлению в НРС МПР РФ и ГБЦГИ цифровых моделей листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения», 2005 г.; «Требованиями по представлению в НРС МПР РФ

и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеолкарты-1000/3», 2004 г.; «Электронной эталонной базой условных знаков (ЭБЗ) к Госгеолкарте-1000/3», 2005 г. и др.

Карты комплекта листа Р-42 – Ханты-Мансийск составлены на точной топографической основе масштаба 1 : 1 000 000 в цифровом (Arc View, версия 3.2) и аналоговом видах и сопровождаются базами данных.

Состав комплекта листа Р-42 – Ханты-Мансийск:

1. Карты масштаба 1 : 1 000 000: Геологическая карта доплиоценовых образований; Карта плиоцен-четвертичных образований; Геологическая карта юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу); Гидрогеологическая карта; Карта полезных ископаемых; Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых; Карта прогноза на нефть и газ.

2. Карты и схемы масштаба 1 : 2 500 000: Геологическая карта доюрских образований; Карта прогноза на россыпи минералов титана и циркония; Геоморфологическая схема; Тектоническая схема чехла Западно-Сибирской плиты; Неотектоническая схема; Эколого-геологическая схема.

3. Объяснительная записка.

4. Компакт-диск цифровых материалов.

Карты листа геологическая доплиоценовых образований, полезных ископаемых, плиоцен-четвертичных образований, прогноза на нефть и газ выполнены по новым геологосъемочным и нефтеразведочным материалам. Последняя составлена, исходя из морской теории формирования распространенных на территории диамиктонов.

Карты геологическая юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу), закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на россыпи минералов титана и циркония, гидрогеологическая, эколого-геологическая схема составлены на территорию листа впервые.

Впервые в работе по Госгеолкарте-1000 выполнена оценка прогнозных ресурсов главнейших полезных ископаемых территории.

Использование материалов опережающих работ и расширение состава картографических материалов комплекта листа определялись поставленной задачей по усилению роли прогнозно-минерагенических исследований на традиционное для территории углеводородное сырье (нефть и газ) и новые виды минерального сырья (россыпи минералов титана и циркония).

Так, по углеводородному сырью (нефть) прогнозные ресурсы оценены по категории $D_{1д}$ для Приуральской, Красноленинской, Фроловской и Среднеобской НГО в количестве 1106,33 млн т.

Минерагеническое районирование территории на россыпи минералов титана и циркония выполнено с учетом смежных составленных листов Р-41 – Ивдель и О-42 – Тобольск и составляемого листа Р-43 – Сургут. Полевыми работами геологов ООО «Геотэкс» подтверждено широкое распространение близких к промышленным содержаниям минералов титана и циркония в олигоценых и четвертичных образованиях. Выделены две новые потенциальные минерагенические зоны — Обско-Надымская и

Нижнеиртышская. В пределах выделенной ранее (лист Р-41) Кондинско-Обской минерагенической зоны, включающей россыпные рудные районы, установлены рудные узлы — Малоатлымский и Пельтыпский. Для них составлены паспорта учета перспективных объектов. Прогнозные ресурсы для россыпных титана и циркония по категории P_3 подсчитаны отдельно для олигоценых и четвертичных образований (табл. 15, 16 и 18). Кроме того, для Обско-Надымской потенциальной минерагенической зоны в пределах рассматриваемой территории оценен металлогенический потенциал россыпных минералов титана и циркония (табл. 18).

Выполнению работы содействовали генеральный директор ФГУП «ВСЕГЕИ» О. В. Петров и его заместитель по региональным работам Е. А. Киселев, а также генеральный директор ООО «Геотэкс» И. П. Самойлова и научный руководитель А. И. Подсосов. Работа выполнялась в отделе региональной геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири ФГУП «ВСЕГЕИ», заведующий отделом А. Н. Мельгунов постоянно оказывал авторам помощь и поддержку в организации работ и их научном и методическом сопровождении.

В процессе выполнения работы авторы пользовались консультациями и советами специалистов ВСЕГЕИ Э. М. Бугровой, В. Р. Вербицкого, В. А. Гавриловой, А. А. Духовского, А. И. Жамойда, О. Л. Коссовой, С. В. Лобачевой, А. Н. Мельгунова, С. Н. Сурикова, М. А. Шишкина. Всем этим геологам авторы выражают свою признательность. Необходимо также отметить большую роль в методическом и организационном обеспечении работы руководителя проекта по Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) М. М. Свириденко.

СТРАТИГРАФИЯ

На рассматриваемой территории представлены архейско-нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские, кайнозойские стратиграфические образования. Большая часть разреза изучена по скважинам картировочного и нефтегазоразведочного бурения. Только верхнемеловые (ганькинская свита), палеогеновые и неогеновые отложения выходят под четвертичный покров на северо-западе площади, охватываемой листом.

Докембрийские толщи вскрыты глубокими скважинами в Красноленинском и Березовском районах в западной части территории, а также показаны на Геологической карте доюрских образований по данным В. Г. Криночкина [271] в Амнинско-Помутском тектоническом блоке.

Палеозойские и триасовые образования (табл. 1) распространены на площади более широко, но вскрыты бурением в основном в долине Оби и, как правило, на небольшую мощность. Вместе с архейскими и протерозойскими образованиями они входят в состав фундамента Западно-Сибирской плиты (ЗСП).

Юрские, меловые и кайнозойские образования, залегающие плащеобразно, образуют чехол ЗСП, мощность которого возрастает в районе в северо-восточном направлении, достигая в верховьях Надыма 4300 м.

Наибольшие мощности плиоцен-четвертичных образований (160–166 м) приурочены к долинам Оби, Иртыша и Казыма.

Стратиграфические схемы для образований чехла и фундамента ЗСП разработаны и рассмотрены рядом Межведомственных региональных стратиграфических совещаний (МРСС), решения которых утверждены МСК [170, 188, 189, 212, 215], а также приведены в работах монографического характера [5, 60, 62, 63, 146, 149, 200, 202]. Перечисленные публикации учтены при составлении Легенды Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3 [278], используемой в настоящей работе.

АРХЕЙСКАЯ И ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМЫ

Архейско-нижнепротерозойские глубоко метаморфизованные и верхнепротерозойские метаморфические образования показаны на территории листа (см. Геологическую карту доюрских образований) с некоторой долей условности, так как изучены недостаточно. Однако они выделялись

и отражались на картах и схемах фундамента ЗСП предыдущими исследователями: В. С. Сурковым [74, 149, 202], П. К. Куликовым [138], В. П. Маркевичем [146], В. Г. Криночкиным [124–126], В. С. Князевым и Т. А. Лапинской (1982), А. И. Анцыфоровым и др. [56]. Они прослеживаются в пределы территории из смежных с запада и юга регионов — Зауралья и Центрального Казахстана — с учетом близости петрографических и петрохимических характеристик метаморфических пород и сходства аномальных потенциальных полей.

Наличие в составе фундамента ЗСП метаморфических пород подтверждается геофизическими, в основном сейсмическими, методами [68], по данным которых в разрезе земной коры Западной Сибири, включая рассматриваемую территорию, установлены границы Ф (доюрский фундамент) и КК (поверхность консолидированной коры или кристаллический фундамент). Раннедокембрийский возраст кристаллического фундамента наиболее вероятен.

Косвенным подтверждением наличия в районе докембрийских — в частности, верхнепротерозойских — образований являются позднерифейские К-Аг даты отдельных массивов гранитоидов: 750 млн лет — Нагорненский массив на листе О-42 [19, 63] и Ярсалинский массив на листе Q-42 [22], 937 млн лет — Межовский массив, лист О-43 [63].

По геофизическим (гравиметрическим и аэромагнитным) данным Н. В. Шаблинской сделан вывод о рифейских раздвигах земной коры субмеридионального направления на территории Западно-Сибирской равнины (ЗСР) и за ее пределами от бассейна Иртыша до низовий Оби и Печоры [225] с заложением по ним рифта и формированием позднепротерозойской складчатой области. В. С. Сурков с соавторами [62, 74, 149, 202] выделяет в этой зоне в пределах ЗСР крупный Уват-Хантымансийский срединный массив.

Нерасчлененные образования архея—нижнего протерозоя (AR—PR₁) на территории листа слагают апикальную часть Красноленинского свода, где вскрыты глубокими скважинами на Каменной (скв. 24), Пальяновской (скв. 30, 47, 59), Лебяжьей (скв. 69) нефтегазоносных площадях. Они представлены гнейсами биотитовыми, мусковит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми; мигматитами, а также подчиненными кристаллическими сланцами слюдяными, амфибол-биотитовыми; редко встречаются биотит-гиперстеновые, силлиманитовые и кордиерит-гранат-слюдяные сланцы. Мигматиты в меланосоме имеют состав гнейсов, а в лейкосоме имеют лейкогранитовый состав. Гранито-гнейсы сохраняют темноцветную составляющую в виде тонких полосок, но в районе они мало распространены. Вскрытая мощность данных образований не превышает 45 м, непосредственные контакты с более молодыми образованиями верхнего протерозоя и палеозоя на склонах Красноленинского свода не установлены, непосредственно их перекрывают только юрские отложения. Залегание пород (по гнейсовидности и полосчатости) — кругое (до 70–80°).

Состав породообразующих минералов гнейсов (%): олигоклаз-андезин (до 40), кварц (30–40), биотит и другие темноцветные минералы (20–25),

микроклин (5–10). Аксессуары представлены апатитом, рутилом, цирконом, монацитом, магнетитом, а вторичные (за счет низкотемпературного диафтореза) — соссюритом, серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом. По особенностям структур, текстур и петрохимического состава гнейсы образовались за счет терригенных осадочных пород и, возможно, магматических пород среднего состава в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма и в дальнейшем испытали плутонометаморфизм и регрессивный метаморфизм (диафторез) в условиях зеленосланцевой и филлитовой фаций.

Удельная масса пород гнейсового комплекса, по данным В. Г. Криночкина и В. С. Князевой, — от 2,5 до 2,75 г/см³, в среднем 2,65 г/см³; они характеризуются отрицательным и знакопеременным аномальным магнитным полем. Возрастная датировка пород новыми прецизионными методами не производилась. Выполненные ранее определения методом сравнительной дисперсии двупреломления составляют 960–990 млн лет [23б, 63, 200а], что отвечает преобразованиям пород в байкальскую эпоху тектогенеза. К-Аг датировки возраста этих пород тоже омоложены. Возраст устанавливается по аналогии с близкими по составу и степени метаморфизма породами Урала [71] и Центрального Казахстана.

Нижний протерозой (PR₁) показан на Геологической карте доюрских образований вблизи западной границы территории — на севере (низовья Казыма) и на юге (левобережье Бол. Тапа), где он находится в первом пункте на продолжении структуры Чуэльского выступа Березовского ГР и во втором — Кондинско-Шаимского мегавыступа (антиклинория) Шаимского НГР и дается на карте доюрских образований по увязке с листом Р-41 — Ивдель [73].

Образования нижнего протерозоя представлены гнейсами и кристаллическими сланцами биотитовыми, двуслюдяными, роговообманково-биотитовыми, гранат-биотитовыми; амфиболитами, близкими по составу, степени метаморфизма и характеру наложенных преобразований с описанными выше. В пределах площади листа они вскрыты глубокими нефтегазоразведочными скважинами — Чуэльской 233 и Онтохской 1. Биотитовые гнейсы по Чуэльской скв. (1632,3–1653,4 м) инъецированы гранитным материалом; сланцы, вскрытые по скв. Онтохская 1, сильно вторично изменены, тектонизированы и брекчированы. В районе вскрыты только небольшие фрагменты этих пород — 21,1 и 31 м соответственно, на смежной территории Чуэльского выступа — до 80 м. Перекрывают их, по-видимому, верхнепротерозойские слабометаморфизованные сланцы, но их непосредственные контакты не вскрыты. Метаморфические породы сходного состава показаны В. Г. Криночкиным [271] в северной части территории в Амнинско-Помутском тектоническом блоке и небольших выступах — Южно-Юильском и Верхнеказымском. По В. Г. Криночкину [271], здесь представлены породы амфиболито-гнейсового комплекса (формации) предположительно с метаультрабазиитами и железистыми кварцитами. Скважинами здесь вскрыты только интрузивные породы основного и кислого составов (Назымская, Верхненазымская, Червленная нефтегазоразведочные площади).

Верхний протерозой (PR₂). К верхнему протерозою условно отнесены микрокристаллические сланцы, филлиты и филлитовидные сланцы разного состава — мусковитовые, серицитовые, серицит-хлоритовые и хлоритовые, иногда кремнистые с примесью тонкорассеянного графита и прослойками кварцитовидных сланцев и кварцитов. На территории они вскрыты многочисленными глубокими нефтеразведочными скважинами в обрамлении выходов архейско-нижнепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев на Красноленинском выступе фундамента (Пальяновская, Ем-Еговская и другие нефтеразведочные площади). В составе сланцев обязательно присутствует кварц и иногда (в зеленых сланцах) — альбит и кальцит. Образовались сланцы при метаморфизме низко- и среднетемпературной субфаций фации зеленых сланцев. Изредка метаморфизм сланцев повышается до высокотемпературной субфации, тогда в породах появляется биотит. Породы образовались за счет глинистых, алевроито-глинистых, глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых сланцев, а также (возможно) за счет вулканических пород основного состава (зеленые альбитсодержащие сланцы). Максимальная вскрытая мощность сланцев — 834 м* — установлена по скв. Пальяновская 53 (2581—3415 м) [239]. Разрез изучен В. С. Бочкаревым и В. Г. Криночкиным и расчленен на четыре пачки, снизу**:

1. Сланцы серицит-графитисто-кварцевые, кварцитосланцы с линзами и прослоями кварцитопесчаников, внизу — темно-серые сливные кварциты. Полосчатость ориентирована под углом до 40° (3415—3285 м)	130
2. Сланцы графит-серицит-кварцевые, переслаивающиеся с олигомиктовыми кварцитовидными песчаниками. Полосчатость залегает под углами от 5 до 30° (3285—3050 м)	235
3. Сланцы серицит-графит-кварцевые узловатые, иногда с биотитом, с будинированными прослойками кварцитовидных песчаников, местами интенсивно рассланцованных. Сланцеватость ориентирована от 5 до 30° к оси керна (3050—2640 м)	410
4. Сланцы серицит-кварцевые и серицит-графитисто-кварцевые, грубополосчатые, пloyчатые с маломощными прослоями кварцитовидных песчаников, участками с рассеянной вкрапленностью мелкокристаллического пирита (2640—2581 м)	59

Скважина из описываемых сланцев не вышла. Из приведенного разреза видно, что снизу вверх несколько уменьшается роль кварцитовидных песчаников, а графита — несколько увеличивается.

Аналогичные сланцы вскрыты многими скважинами в юго-западной части территории в Красноленинском и смежном Шаимском районах на Ем-Еговской, Пальяновской, Каменной, Потанайской и Эргинской площадях. Для описываемых сланцев характерна повышенная глиноземистость и преобладание K₂O над Na₂O (табл. 1.2 в БД). Они характеризуются

* По материалам [117], вскрытая мощность описываемых образований составляет 783 м (2632—3415).

** Здесь и далее мощность представлена в метрах.

повышенным содержанием $C_{\text{орг.}}$: по скв. Пальяновская 53 (3210–3219 м) в серицит-кварцевых сланцах — 0,3 %, а в графитисто-кварцевых сланцах скв. Пальяновская 97 (2623–2630 м) — 6,66 % (по данным ЦЛ «Главтюменьгеология»).

Удельная масса пород, по данным В. С. Бочкарева и В. Г. Криночкина, составляет 2,55–2,90 г/см³, в среднем 2,75 г/см³, и им отвечает слабоотрицательное аномальное магнитное поле. Возраст пород однозначно не установлен. В работах предыдущих исследователей они относились к протерозою или протерозою—раннему палеозою [74, 138, 149], докембрию [13, 22], позднему протерозою [124а, 125]. Последнее принято и в данной работе с учетом сходства составов пород и степени их метаморфизма с позднепротерозойскими толщами Урала, Казахстана и Енисейского кряжа.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратиграфические образования слагают на территории, как и на всей Западно-Сибирской равнине (ЗСР), большую часть площади доюрского среза. Изучение их выполнено по разрезам, вскрытым глубокими нефтеразведочными скважинами, в меньшей мере — опорными и параметрическими скважинами. Первые сводки по стратиграфии палеозоя ЗСР с учетом полученных палеонтологических данных принадлежат Н. Н. Ростовцеву [60], О. И. Богуш с соавторами [19], Б. С. Погорелову [183], В. С. Бочкареву и В. Г. Криночкину [22], П. К. Куликову [138]. В дальнейшем с увеличением находок палеонтологических остатков в кернах пробуренных скважин коллективами геологов и палеонтологов Новосибирска (СНИИГГиМС, ОИГГиМ СО РАН), Тюмени (ЗапСибНИГНИ, СибНАЦ), Томска и Свердловска под руководством и под редакцией В. И. Краснова была подготовлена Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований ЗСР, включившая также все имевшиеся данные по докембрию региона. Впервые схема была представлена на Тюменском МРСС в 1990 г. и опубликована в трудах СНИИГГиМС в 1993 г. В дальнейшем она была доработана, обсуждена на Новосибирском МРСС, утверждена МСК в 1999 г. как рабочая и опубликована [188].

Работа по стратиграфии палеозоя ЗСР продолжена и в начале текущего века: публикацией монографии [200а] и ряда статей с новым фактическим материалом [26, 178, 180, 207, 219, 223 и др.], в том числе и по рассматриваемой территории.

Стратиграфическое изучение палеозойских образований сопровождалось их районированием с выделением структурно-фациальных районов (СФцР) для наиболее изученных девонских и каменноугольных толщ, впоследствии объединенных в структурно-фациальные мегазоны I—V [180].

Рассматриваемая территория охватывается Шеркалинским (восточная часть), Шаимским (северная часть), Красноленинским, Салымским (северная часть), Усть-Балыкским (западная часть) и Ярудейским (южная оконечность) районами. Однако необходимо отметить, что из-за неравномерного распределения на площади глубоких скважин, их

незначительного, как правило, углубления в домезозойские образования, малого отбора керна и недостаточного его изучения разрезы районов полностью не установлены и не охарактеризованы. Наименее изучены и практически не вскрыты на площади листа отложения нижнего палеозоя. Отложения кембрия отсутствуют и на смежных территориях Урала и Зауралья, а ордовика и силура — вскрыты в единичных скважинах и, как правило, требуют дополнительного изучения.

Наиболее полно изучен палеозойский разрез Шеркалинского района (Восточно-Уральский прогиб), где вскрыты отложения ордовика, силура, девона, нижнего и частично среднего карбона, а также Варьеганского и Нюрольского районов, расположенных восточнее (территория листа Р-43). Отложения палеозоя, изученные в пределах площади листа по палеонтологическим данным, приведены в табл. 1, а по радиологическим данным — в табл. 1.2, помещенной в БД.

ОРДОВИКСКАЯ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Нерасчлененные отложения ордовика–нижнего силура ($O-S_1$) показаны на Геологической карте доюрских образований в погруженной под чехол Западно-Сибирской плиты части Тагильского мегасинклиория Уральской складчатой системы в пределах Шеркалинского прогиба, охватывающего западную часть рассматриваемой территории, а также в отдельных выступах-горстах в поле развития триасовых образований Даниловского грабена. Они представлены базальтами, андезибазальтами, их туфами, кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, подчиненными известняками. Подстилающими образованиями, по-видимому, являются нижнепротерозойские образования, вскрытые в Чуэльском выступе, но их непосредственный контакт не установлен, мощность не оценена. По косвенным данным, она превышает 1000 м.

Первоначально обоснование возраста было принято по определениям Р. Х. Липман радиоларий из кремнисто-глинистых сланцев, вскрытых по Ахтынтурской скв. 201 (интервал 1962–1967 м), как отвечающих ордовика–нижнему силуру [19]. В настоящее время считается, что приведенный в этой работе список радиоларий недостаточен для подтверждения указанного возрастного интервала. Требуется повторное исследование, что оказалось пока невыполнимым.

Более полный комплекс радиоларий, выделенный из пропластка яшм в metabазальтах [171а, б], установлен по скв. 9040 Филипповской площади (интервал 1962–1967 м). Проведенное изучение комплекса радиоларий свидетельствует об ашгиллском возрасте отложений. Вскрытая мощность рассматриваемого комплекса пород по указанной скважине — 22 м, а на Филипповской площади в целом — более 500 м [188, 200а].

Аналогичные отложения показаны на Геологической карте доюрских образований вдоль южной границы территории с площадью листа О-42, где они вскрыты скважинами на Уватской и Заозерной нефтеразведочных площадях [72], в южной части Красноленинского СФЦР. Отложения представлены тонкоритмичнослоистыми аргиллитами с прослоями песчаников

и мергелей. Палеонтологическое обоснование здесь отсутствует. Вскрытая мощность отложений на Уватской площади по скв. 1 — 78 м.

В Салымском районе к силуру В. С. Бочкарев относит разрез, вскрытый по скв. 17 Верхнесалымской площади [26], расположенной в пограничной части листов Р-42 и О-42 на юго-востоке района. Однако этот разрез не может быть принят в качестве типового для нижнего—среднего палеозоя Салымского района. Как следует из описания доюрского разреза по этой скважине, приведенного в работе [72], определение возраста выполнено по радиоляриям из гальки кремнисто-глинистых сланцев с глубины 3250 м из пачки конгломератов и гравелитов, содержащих прослойки аргиллитов с линзочками углистого материала, залегающей в верхней части доюрского разреза (интервал 3230—3273). Ниже залегают туфы базальтовых и андезитовых порфиритов и туффиты с обломками алевролитов и рассеянной примесью углефицированного растительного материала. Нижняя часть вскрытого разреза представлена темно-серыми до черных алевролитами с прослоями порфиритов и углефицированными растительными остатками. Породы разбиты трещинами, «залеченными» кальцитом, залегание их крутое, угол наклона слоев — до 80°. Площадь находится в зоне глубинного Устьбалыкско-Пимского разлома. По-видимому, здесь представлен фрагмент разреза каменноугольных отложений. Среди радиолярий из гальки Г. Э. Козлова определила формы, встречающиеся в верхнесилурийских—верхнедевонских отложениях Казахстана.

В Устьбалыкском СФЦР типовые разрезы рассматриваемого уровня, отвечающего нижнему—среднему палеозою, показаны в северо-восточной части территории Верхнеказымской площади [55], по данным ГКК-200 (второе поколение), а также по карте масштаба 1 : 1 000 000, составленной В. Г. Криночкиным [313]. На Верхнеказымской площади они откартированы в основном по геофизическим характеристикам, так как вскрыты единичными скважинами. По составу это — вулканогенно-сланцевые образования. Достоверно установлены эффузивы основного состава и их туфы. На Верхнеказымской площади это — измененные, рассланцованные метабазальты, чередующиеся с серицит-хлорит-кварцевыми сланцами (скв. 5 Верхнеляминской площади) и кремнистыми сланцами (скв. 2 Декабрьской площади). По геофизическим данным, их кровля погружается от —3,2 км в подошве платформенного чехла до —7 км (к северу от района), а мощность может достигать 3—3,5 км. Возраст принят условно, с учетом дислоцированности пород и степени метаморфизма.

СИЛУРИЙСКАЯ—ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Нерасчлененные отложения верхнего силура—среднего девона (S_2 — D_2) выделены под названием ловинской толщи в Шеркалинском СФЦР [188, 200а], где они вскрыты к западу от территории (лист Р-41) [73] по скважинам 811 и 36 Ловинской нефтеразведочной площади. Нижние две пачки разреза по скв. 811 (интервалы 4002—3530 и 3530—3427 м), сложенные (первая) метабазальтами, лавобрекчиями и туфами метабазальтов и (вторая) органогенно-обломочными известняками и

**Список определений возраста палеозойских и триасовых отложений
по органическим остаткам в пределах листа Р-42 — Ханты-Мансийск**

Площадь	Номер скважины	Интервал	Породы	Возраст	Автор определений	Номер источника по списку литературы
Восточно-Елизаровская	74	2717–2730	Песчаники, аргиллиты	T_1tr		56
		2730–2737	Известняки кавернозные	D		70
Галяновская	3	2898–2900	Алевролиты, песчаники пестроцветные с прослоями известняков	T_1	А. Ф. Фрадкина	209
		2900–2914	Известняки с остатками водорослей	C_1		70
	250	2856–2872	Ниже KB: алевролиты, мергели, известняки с фораминиферами и водорослями	D_1, C	О. И. Богуш	26
Горелая	8	3263–3281	Известняки органогенные с фораминиферами	C_1v	О. И. Богуш	
Ем-Еговская	179	2679,6–2685,2	Известняки углистые с остатками фауны	D, C	О. И. Богуш	26
	189	2706–2710	Известняки с остатками фауны			
	852	2866–2871,5	Известняки с редкими остатками криноидей			
Западно-Фроловская	61	3252–3255	Известняки мраморизованные	D, C	О. И. Богуш	26
	33	3196–3257	Известняки органогенные	D, C		216, 26
	35	3158–3159	Туфопесчаники, аргиллиты, алевролиты	$T?$	В. В. Горетая	70
	63	2985–2990	Алевролиты глинистые пестроцветные, сланцы глинистые, песчаники	$T?$		
3012–3014						

Фроловская	1	3156–3404	Известняки коричневатого-серые с органическими остатками (фораминиферы, водоросли, остракоды, кораллы)	D_2ef	Т. В. Пронина	19, 178, 224
				$D_2\dot{z}v_1?$	Ф. С. Путья	
				$D_{2-3}(\dot{z}v-f);$		
				$D_1e?$	Б. И. Чувашов	
				D_3f_2	Е. А. Елкин	
	2	3193–3198	Известняки с фораминиферами	$D_3,$ D_3fm-C_1	В. В. Горетая	70, 216
Ковенская (Молодежная)	1	2775–2778	Известняки с фораминиферами	C_1	О. И. Богуш	19, 70
	2	2803–2805	Известняки глинистые с фораминиферами	C_1		70
Малоатлымская	1	2781–2811 (30 м)	Базальты и терригенные породы	$PZ?$		127, 196а, 257
		2811–2903 (92 м)	Кератофиры, альбитофиры, риолитовые порфиры, вверху КВ			
Красноленинская (Малореченская)	805	2775–3040	Алевролиты глинистые, песчаники, внизу — известняки с остатками фауны	C_1	О. И. Богуш	26
Молодежная	804	2772–2966	Сланцы углито-глинистые с прослоями известняков с остатками криноидей и фораминифер	C_1v	О. И. Богуш	26
				C_1t_2-v	Е. А. Елкин	180
Нижнешапшинская	135	3341–3350	Туфоалевролиты, аргиллиты, чешуя рыб, СПК	P (усл.)	С. И. Пуртова	180, 200а
Пальяновская	30	2505–2532	Базальты, долериты	$T_{2-3}vp$		56
	37	2532,6–2534,6	Ортогнейсы(?) по интрузивным породам среднего состава, плагиогнейсы амфиболовые	PR_1		56
	47	2612–2615	Габбро-долериты, долериты	T_3 , К-Аг возраст 206 ± 12 млн лет		84

Площадь	Номер скважины	Интервал	Породы	Возраст	Автор определений	Номер источника по списку литературы
Пальяновская	53	2614–3415	Сланцы серицит-хлоритовые, серицитовые графитистые, слюдяные, песчаники кварцитовидные (прослой и будины)	PR ₂ (?)		56
	59	2740–2765	Сланцы слюдяные, мигматиты	AR–PR ₁		56
Правдинская (Пойкинская)	80	3212–3241	Известняки органогенно-обломочные с прослоями глинистых сланцев. Остатки фораминифер, брахиопод	C ₁ v-s, v-b ₁	Л. П. Гроздилова, Ф. З. Ягофарова	19, 25, 180
Рогожниковский сейсмокомплекс						
Пальяновская	1411	2680–2682	Песчаники полимиктовые зеленовато-серые с прослойками аргиллитов, линзочками гравелитов	Trg ₁		
Рогожниковская	714	2576–2745 (169 м)	Риолиты	Trg ₂ K-Ar возраст от 91 ± 6 до 206 ± 5 млн лет (восемь определений)		127, 196а
	718	2655–3150 (495 м)	Риолиты			
	710	2731–2771 (40 м)	Базальты, терригенные породы	Trg ₃ ¹ K-Ar возраст 120 ± 3 млн лет		
	712	2591–2694	Риолиты			
	713	2732–2850	Риолиты			
	700	2695–2710	Аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, внизу — базальты	Trg ₃ ³		
	701	2675–2680				
	709	2747–2762	Базальты			
711	2795–2802	КВ по базальтам				

Рогожниковская	723	2528–2570 (42 м)	Риолиты	Trg_3^3		
	729	2490–2631 (141 м)	Риолиты	Trg		
Сосновская	825	2505–2638 (133 м)	Риолиты	Trg_3^1		
Согомская	3	2732–2769	Сланцы глинистые	C_1		26
Талинская	67	2738–2758	Известняки органогенно-обломочные с остатками криноидей и мшанок	D_2ef	М. В. Постоялко, Л. Г. Петрова	26
Ханты-Мансийская	8	3253–3288	Известняки органогенно-обломочные с фораминиферами	C_1v		70
Ханты-Мансийская (Гамбитовая)	11	3197–3313 (3197–3209; 3220–3223; 3303–3313)	Известняки органогенно-обломочные с примесью вулканического материала с прослоями аргиллитов и песчаников. Фораминиферы	D_2 ↓ D_1e	УНЦ	224
		3313–3323	Известняк глинистый буровато-коричневый органогенный (доманикит)		Б. И. Чувашов	
	12	3288–3291	Известняки глинистые буровато-коричневые с редкими трубочками кониконхий (доманикиты), аналог скв. 11	$\text{D}_1\text{e};$ возможно, D_1p		
Ханты-Мансийская	17	3161,5–3173	Биокластические известняки с остатками водорослей <i>Renalcis devonicus</i> Johnson, <i>Litanaia</i> sp.	D_2 ↓ D_1e	Б. И. Чувашов, 2003	
	41	3271–3273	Известняки кремово-серые массивные. Фораминиферы	D_3fm_2 (зона <i>Quasiendothyra communis</i>)	И. Г. Тимохина	207
		3387–3400	Известняки кремово-серые глинистые, тонкополосчатые с угловатыми обломками черных известняков. Фораминиферы			

Площадь	Номер скважины	Интервал	Породы	Возраст	Автор определений	Номер источника по списку литературы
Ханты-Мансийская	41	3530–3545	Известняки светло-серые массивные. Фораминиферы	D ₃ fm ₂ (зона <i>Quasiendothyra communis</i>)	И. Г. Тимохина	207
		3585–3600	Известняки серые слоистые трещиноватые. Фораминиферы			
	50	3126–3137	Известняки биогенные, органо-генно-обломочные с остатками известковых водорослей, табулят, фораминифер, строматопорат; известняковые песчаники	D ₁ e; внизу, возможно, D ₁ p	Б. И. Чувашов	224
		3144–3149				
		3282–3295	Известняки органогенно-обломочные; известняковые песчаники			
		3387–3393	Туфы кальцитизированные			
		3500–3514	Туфы кислого состава гематитизированные		S ₂ –D ₁ ?	

метабазальтами, условно отнесены к верхнему силуру, а средняя (пачка 3, интервал 3427–2641 м), сложенная органогенно-обломочными известняками, известковистыми песчаниками, глинистыми и глинисто-известковистыми сланцами с горизонтом (10 м) хлоритизированных базальтов, — к девону. В интервале разреза от 3236 до 2886 м установлены остатки сифоноковых водорослей, остракод, гастропод и фораминифер, характеризующих, по определениям М. В. Постоялко и Л. Г. Петровой, верхнюю часть нижнего девона (эмс), эйфельский и живетский ярусы среднего девона.

Из вышележащих известняков (интервал 2520–2327 м) с глубины 2334 м М. В. Постоялко и Л. Г. Петровой определены фораминиферы среднего–верхнего девона, а по скв. 36 Ловинской площади из интервала 2339–2338 м, примерно отвечающего верхней части доюрского разреза по скв. 811, О. Б. Богуш [19] изучила комплекс фораминифер, возраст которых отвечает среднему девону–первой половине позднего девона.

Мощность разреза S_2 – D_2 по скв. 811 — 1482 м, но подстилающие отложения по ней не вскрыты.

В пределах территории нерасчлененные отложения S_2 – D_2 показаны в западной и южной ее частях по увязке с картами доюрских образований листов О-42 и Р-41 [72, 73]; на западе они приурочены к выступам-горстам в пределах триасового Даниловского грабена и отдельным тектоническим блокам на западном склоне Красноленинского свода [56]. Представлены они здесь базальтами, андезибазальтами, их туфами, туфо-сланцами, кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями (до 4 м) известняков. Наиболее полно представлены в разрезах по скважинам 805, 808 и др. на Южно-Талинской площади, где их вскрытая мощность (скв. 808) составляет 580 м.

Сланцы тонкополосчатые, с примесью алевроитового материала. Характерны крутые углы падения пород — до 80°. Удельная масса терригенных пород составляет 2,60–2,66 г/см³, базальтов — 2,7 г/см³.

В Салымском и Устьбалыкском районах рассматриваемый возрастной интервал по разрезам скважин не охарактеризован. На Геологической карте доюрских образований нерасчлененные отложения S_2 – D_2 показаны по данным работ над Госгеолкартой-200 (второе поколение) [55] в северо-восточной части территории, где выделены (в основном по геофизическим данным) среднепалеозойские отложения. Они представлены вулканогенными породами — базальтами, андезибазальтами и риолитами, их туфами, карбонатными и терригенными отложениями, которые вскрыты единичными скважинами: риолиты и кварцевые породы — по скв. 52 (интервал 3226–3227,5 м), базальты — по скв. 227 Нижнесортымской площади (интервал 3541–3550 м), известняки — по скв. 60 Камынской площади (интервал 3395–3400 м). Предполагается, что среднепалеозойский комплекс пород залегает на глубинах 3,2–6,0 км, его мощность может достигать 2–3 км.

В Красноленинском СФЦР девонская часть описываемого стратиграфического интервала расчленена.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В пределах территории девонская система представлена всеми тремя отделами, но из-за фрагментарности вскрытых разрезов границы их достоверно не установлены. Наиболее полно девонские отложения изучены в Красноленинском СФЦР [21, 25, 26, 223, 224].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижедевонские отложения (D_1) вскрыты буровыми скважинами в пределах Хантымансийской впадины в Широком Приобье непосредственно к востоку от г. Ханты-Мансийск. Первоначально они выделялись в Красноленинском СФЦР как тонкозернистые песчаники, известково-глинистые сланцы и аргиллиты с остатками фауны тентакулитов, остракод и конодонтов [188, 200а]. В дальнейшем при разведке на нефть на Хантымансийской и смежных площадях разрез девона уточнялся. В частности по скв. 1 Фроловской площади был вскрыт карбонатный разрез (248 м) с фаунистическими остатками в интервале 3156–3404 м. Т. В. Пронина сопоставила данный разрез с карпинским горизонтом девона восточного склона Урала (ныне эмсский ярус нижнего девона), а Ф. С. Путря считал его живетским или даже живетско-франским. Более полное палеонтологическое изучение разреза этого района было выполнено Б. Н. Чувашовым и В. П. Шуйским [223, 224] по серии образцов из скв. 50 Хантымансийской площади, переданных Е. А. Яцканич из интервалов 3126–3132, 3132–3137, 3144–3149, 3282–3288 и 3288–3295 м, характеризующих 169 м разреза.

Разрез представлен органогенно-обломочными биогермными, микродетритовыми известняками с обильными фаунистическими остатками табулят, строматопорат, мшанок, криноидей, слоевищ водорослей. На основании изучения комплекса фораминифер Б. И. Чувашов и В. П. Шуйский установили эмсский возраст известняков и их соответствие карпинскому горизонту СУБР, а по богатому комплексу водорослей — возможное соответствие нижней части изученного разреза пражскому ярусу. Мощность нижней отдела девона в данном разрезе может быть около 260 м за счет участка 3295–3385 м, пройденного без отбора керн.

Важны также палеогеографические выводы о накоплении толщи известняков в мелководном бассейне (глубина до 25 м) вблизи рифового массива. Отсутствие в карбонатных породах примеси терригенного и вулканического материала [224] свидетельствует об их образовании на поднятии, а не в прогибе (впадине).

Биокластические известняки, вскрытые скважинами 11 и 17 Хантымансийской площади, по данным Б. И. Чувашова сопоставимы по генезису и возрасту с изученными по скв. 50. Предполагается, что в это же время сформировалась толща (около 250 м), вскрытая по скв. 1 Фроловской площади. Изученные разрезы позволили обосновать выделение в районе дискретной карбонатной платформы, как и на восточном склоне Урала в Петропавловской подзоне Центрально-Тагильской СФЗ [223, 224].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Ниже-среднедевонские отложения (D_{1-2}) показаны на Геологической карте доюрских образований в полосе северо-западной ориентировки в юго-западной части территории по данным источника [56]. В северо-западной части ниже-среднедевонские отложения граничат по разлому (надвигу?) со среднепалеозойской (ловинской) толщей (S_2-D_2). В южной и северо-восточной частях они также по разломам контактируют с нижним карбоном. Отложения распространены в основном в Красноленинском СФЦР и лишь частично в Шаимском СФЦР.

Состав отложений — вулканогенно-терригенный, в верхней части — карбонатный. В вулканогенно-терригенной части преобладают осадочные породы — алевролиты, глинистые, иногда известковистые кремнисто-глинистые сланцы, а среди вулканогенных — туфы среднего-основного состава и туффиты; характерные туфогенно-осадочные породы — туфопесчаники, туфосланцы. Максимальная вскрытая мощность отложений по скв. Красноленинская 808 — 575 м. В нижней части вскрытого разреза установлен прослой глинистого известняка мощностью 2 м. Известняки, часто органогенно-обломочные, вскрыты скв. 67 Талинской и скв. 982 Южно-Талинской площадей (интервалы 2738–2741 и 2755–2758 м). Их вскрытая мощность около 100 м с учетом смежных площадей. По скв. 67 органогенно-обломочные известняки с остатками криноидей и мшанок изучались М. В. Постоялко и Л. Г. Петровой, установившими их среднедевонский–эйфельский возраст (табл. 1).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего девона (D_3) наиболее полно представлены на территории в пределах Красноленинского СФЦР, где в Широ́тном Приобье на Хантымансийской нефтеразведочной площади по скв. 41 изучен их наиболее полный разрез [21б, 207] в интервале 3200–3852 м. Разрез представлен снизу [207а]:

1. Известняки серого и темного цветов (по шламу, интервал 3852–3600 м). С глубины 3640 м поднят аналогичный известняк 252
2. Известняки серые до темно-серых трещиноватые, слоистые (интервал 3600–3595 м). Фораминиферы — *Suleimanovella suleimanovi* (Lip.), *Glomospiranella rara* Lip., *Septaglomospiranella nana* Reitl., *Endoglomospiranella* aff. *globosa* (Conil et Lys), *Septabrunsiina kingirica chusovensis* Lip., *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus) 5
3. Известняки серые с кремовым оттенком трещиноватые, слоистые (интервал 3590–3585 м). Фораминиферы — *Paracaligella antropovi* Lip., *Suleimanovella suleimanovi* (Lip.), *Paratikhinella insolita* Tchuv., *Tikhinella* sp., *Septaglomospiranella nana* Reitl., *S. primaeva* (Raus.), *Endoglomospiranella imminuta* (Conil et Lys), *Septabrunsiina kingirica chusovensis* Lip. 5
4. Известняки светло-серые с кремовым оттенком тонкозернистые, плотные, массивные (интервал 3545–3540 м). Фораминиферы — *Suleimanovella suleimanovi* (Lip.), *Glomospiranella rara* Lip., *Endoglomospiranella imminuta* (Conil et Lys) 5

5. Известняки светло-серые тонкозернистые, плотные, массивные (интервал 3535–3530 м). Фораминиферы — <i>Glomospiranella rara</i> Lip., <i>Eoseptatourmayella rauserae</i> Lip.	5
6. Известняки от серого до кремового цветов неравномерно-глинистые, органические, тонкополосчатые. Местами имеют обломочно-рифогенную структуру с включением угловатых обломков черных известняков (интервал 3400–3387 м). Фораминиферы — <i>Parakaligella antropovi</i> Lip., <i>Suleimanovella suleimanovi</i> (Lip.), <i>Septaglomospiranella primaeva</i> (Rau.)	13
7. Известняки кремово-серые массивные, слабоплитчатые (интервал 3273–3271 м). Фораминиферы — <i>Suleimanovella suleimanovi</i> (Lip.), <i>Septaglomospiranella grozdilovae</i> Pojark.	2

Вывод И. Г. Тимохиной [207] по комплексу фораминифер интервала 3600–3271 м: он соответствует зоне *Quasiendothyra communis*, то есть средней части фаменского яруса*. Перекрываются фаменские отложения нижнекаменноугольными, вскрытыми по скв. 8 Горелой нефтеразведочной площади, где в интервале 3263–3281 м пройдены органические известняки с фораминиферами, отнесенные О. И. Богуш к визейскому ярусу. По этой же скважине в интервале 3263–3275 м найдены брахиоподы *Striatifera* sp. indet., характерные для верхнего визе и серпуховского яруса (определение Н. А. Черепановой). Верхнедевонские отложения охватывают также смежную часть Салымского СФЦР. В Усть-Балыкском СФЦР они не показывались [188, 200а], но оставались под вопросом. Впервые они были установлены по скв. Восточно-Правдинская 1305 [207а], находящейся к востоку от района (лист Р-43).

Нерасчлененные отложения верхнего девона—нижнего карбона (D₃–C₁) показаны на Геологической карте доюрских образований в северо-восточной части территории (Усть-Балыкский СФЦР) по данным источника [55], где они откартированы под индексом PZ₂₋₃ в наиболее погруженных зонах Сортымско-Хеттинского прогиба: на севере — в верховьях Казыма, на южном склоне Сибирских Увалов (на водоразделе Казыма и Пима) — в зоне Устьбалыкско-Пимского глубинного разлома и на левобережье Айпима. Скважинами эти образования не вскрыты.

По аналогии с южной частью территории листа и с учетом геофизических данных предполагается их терригенно-карбонатный состав и возможное нахождение в их составе рифовых построек. Мощность отложений, исходя из структурных построений, не превышает 1,5–2 км. Подстилающими отложениями являются среднепалеозойские образования — S₂–D₂. Перекрывающие отложения ягунской толщи перми [188], выделяемые в Салымском СФЦР на южной части территории и в Усть-Балыкском СФЦР на смежной с востока территории, на севере площади листа не установлены. Непосредственно перекрывающими являются породы горелой свиты нижней—средней юры.

* В. С. Бочкарев [216] указывает, что разрез скв. 41 охарактеризован также турнейскими фораминиферами, определенными О. И. Богуш [26]. Предполагается распространение в южной части территории листа (Красноленинский и Салымский СФЦР) карбонатного разреза верхнего девона. Мощность отложений — более 250 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения в фундаменте ЗСП на рассматриваемой территории приурочены к ее южной части, где последовательно (с запада на восток) участвуют в строении Шеркалинского (к западу от района), Шаимского, Краснolenинского, Салымского и Усть-Балыкского структурно-фациальных районов. В основном они представлены морскими отложениями нижнего отдела (турнейский, визейский и серпуховский ярусы), и только на юго-западе и юго-востоке района установлены морские нижнебашкирские отложения (средний отдел) [19, 188, 200a].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела — турнейский, визейский и серпуховский ярусы — наиболее полно изучены к западу от района в Шеркалинском СФцР на северо-западном склоне Шаимского мегантиклинория. Здесь они вскрыты по скв. 812 Яхлинской нефтеразведочной площади [73, 298], где представлены песчаными известняками, песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами, известковистыми алевролитами, конгломератами, базальтами и андезибазальтами, их туфами. Мощность их составляет 500–600 м.

Раннекаменноугольный возраст (по поздний визе включительно) обоснован изучением фораминифер М. В. Постоялко и Л. Г. Петровой (ПГО «Уралгеология», 1989) [298]. Перекрываются они, как следует из изучения фораминифер по скв. 8 той же площади, черными углистыми известняками раннебашкирского возраста [19].

В Краснolenинском районе нижнекаменноугольные отложения вскрыты на неполную мощность на отдельных нефтеразведочных площадях — Галяновской (скв. 3, интервал 2900–2914 м), Горелой (скв. 8, интервал 3263–3281 м), Ем-Еговской (скважины 179, 189, 852, по ним вскрыто от 4 до 5,5 м разреза), Фроловской (скв. 2, интервал 3193–3198 м), Ковенской (скважины 1 и 2, интервалы 2775–2778 и 2803–2805 м соответственно), Краснolenинской (скв. 805, интервал 2775–3040 м, мощность 265 м), Молодежной (скв. 804, 2772–4004 м, мощность 1232 м) и др.

Отложения представлены известняками, часто углистыми с остатками водорослей, криноидей, фораминифер, а также алевролитами, мергелями, глинистыми сланцами, туфогенно-осадочными породами, подчиненными андезибазальтами, риолитами.

По скв. 805 Краснolenинской площади в разрезе нижнего карбона вскрыты глинистые алевролиты с вкрапленностью пирита, песчаники, внизу — известняки с остатками фауны.

По скв. 804 Молодежной площади представлен наиболее полный вскрытый разрез, снизу:

1. Известняки глинистые, мраморизованные с прожилками кальцита (интервал 4004–3340 м)	664
2. Сланцы эпидот-хлорит-кварцевые, аповулканогенные (интервал 3340–2996 м)	344

3. Сланцы углисто-глинистые с прослоями известняков с остатками
криноидей и фораминифер (интервал 2996–2772 м)
Общая мощность — 1232 м.

224

Подстилающие отложения не вскрыты, перекрывающие в интервале 2778–2761 м относятся к шеркалинской свите нижней–средней юры, а вышележащие — к тюменской свите средней юры. Возраст отложений по заключению О. И. Богуш отвечает визейскому ярусу нижнего карбона. Е. А. Елкин с соавторами [180] указывают для этого разреза более широкий возрастной интервал: поздний турне–визе. Считается, что нижнекаменноугольные отложения залегают на девонских со стратиграфическим несогласием, так как нижнетурнейские породы в районе не установлены.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижне- и среднекаменноугольные отложения показаны на Геологической карте доюрских образований как нерасчлененные из-за недостаточной изученности разрезов в двух пунктах — на юго-западе в Шаимском СФЦР и на юго-востоке в Салымском и Усть-Балыкском районах.

В первом пункте рассматриваемые отложения показаны по увязке с листом Р-41 [73]. Нижнебашкирские отложения, представленные там черными глинистыми известняками с многочисленными фораминиферами и редкими остатками брахиопод, кораллов и водорослей, выделены по скв. 8 Яхлинской нефтеразведочной площади, где залегают на нижнекаменноугольных отложениях. Возраст установлен по фораминиферам О. И. Богуш [19]. Их вскрытая мощность всего — 20 м.

Во втором пункте полный разрез каменноугольных отложений скважинами не вскрыт, и только на Правдинской (Пойкинской) нефтеразведочной площади по скв. 80 (интервал 3234–3240 м) пройдены дислоцированные темно-серые обломочные органогенные известняки с прослоями глинистых сланцев. В известняках Ф. 3. Ягофаровой установлены фораминиферы: *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Asteroarch.* aff. *akchmensis* Grozd. et Leb., *Neoarchaediscus* ex gr. *gregorii* Dain, *Neoarch. angulatus* Sosn., *Archaediscus* aff. *vischerensis* Grozd. et Leb., *Arch. rugosus* Ra u s., *Archaediscus* sp. — много, *Eostafella* cf. *postmosquensis* var. *acutus* Kir., *Tetrataxis* sp., *T.* ex gr. *conica* Ehrenb., *Parathuramina* sp. — много. В них также присутствуют обломки раковин брахиопод(?), обрывки мшанок, водоросли типа *Ungdarella*(?). По комплексу фораминифер Ф. 3. Ягофарова со ссылкой на Л. П. Гроздилову указала визейский–серпуховский и, возможно, раннебашкирский возраст известняковой толщи [25]. Позднее О. И. Богуш [19] и Е. А. Елкин с соавторами [180] подтвердили ее раннебашкирский возраст.

В разрезах по скважинам 90 и 2002 Правдинской (Пойкинской) площади с известняками и глинистыми сланцами ассоциируют алевролиты, базальты (порфириды) и их туфы с возрастом (К-Аг и СДД методы) от 316 ± 13 до 326 ± 6 млн лет [25], что отвечает раннему–среднему карбону. На других нефтеразведочных площадях этого района (Салымская, Северо-

Салымская, Крючковская) вскрыты сланцы глинистые и углисто-глинистые и эффузивные породы (лавы и туфы) кислого состава. Вскрытая мощность не превышает 55 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения на рассматриваемой территории, как и в Западной Сибири в целом, наименее изучены. В Шеркалинском, Шаимском, Красноленинском и Ярудейском районах на площади листа о них нет никаких сведений. Возможно, в центральной части Западной Сибири они вообще не отлагались или были размыты в раннем триасе.

Пермские отложения (P?) выделены в Салымском районе по разрезу скв. Нижнешапшинская 135 в интервале 3341–3350 м [188, 200а], где представлены алевролитами, туфопесчаниками, слабоуглистыми аргиллитами. Возраст установлен по чешуе рыб *Diplurus* sp. (*Coelacanthoidei*) [188]. Основание не вскрыто, перекрывающими являются отложения горелой свиты нижней–средней юры.

В Усть-Балыкском районе пермские отложения вскрыты скв. 158 Южно-Ягунской площади к востоку от площади листа (лист Р-43). По указанной скважине в интервале 3261–3638 м пройдены (по БД к листу Р-43) черные рассланцованные и ороговикованные аргиллиты, базальты, кластолавы базальтов и андезибазальтов, фельзит-порфиры, туффиты (не менее 375 м). Возраст установлен С. И. Пуртовой как пермский по выделенному СПК. Состав комплекса не опубликован, а приведенный выше состав отложений скорее отвечает триасовым образованиям. Требуется их дальнейшее изучение. С учетом изложенного пермские отложения на листе Р-42 показаны как нерасчлененные со знаком вопроса.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На территории представлены образования триасовой, юрской и меловой систем. Первые вместе с палеозойскими, протерозойскими и архейскими толщами участвуют в строении фундамента Западно-Сибирской плиты, вторые и третьи вместе с кайнозойскими отложениями образуют ее чехол.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые образования слагают около 25 % площади доюрского основания рассматриваемой территории. Их разрезы изучались только по скважинам глубокого нефтеразведочного бурения с использованием геофизических материалов, в основном сейсморазведки МОГТ.

Стратиграфия и структурно-фациальное районирование триасовых образований рассматривались на ряде МРСС по мезозойским отложениям Западной Сибири, в том числе на последнем (VI) в 2004 г. [189], к которому по триасу была проведена значительная подготовка в виде частных

совещаний и палинологических коллоквиумов [209]. Рассматриваемая территория относится к Ляпинско-Шеркалинскому, Тюменскому, Тундринскому и Сургутскому структурно-фациальным районам. В состав последнего включен также занимающий небольшую площадь на границе Тундринского и Сургутского СФцР Перевальный СФцР.

По данным последних геолого-геофизических работ [80, 119, 127, 226] в Тундринском районе установлен новый осадочно-вулканогенный (базальт-риолитовый) разрез триаса, существенно отличающийся от изученных ранее в перечисленных выше остальных СФцР. По этим данным в Тундринском СФцР выделены два подрайона: Рогожниковский — с новым типом разреза триаса и Ляминский — с установленным ранее (на схеме структурно-фациального районирования триасовых образований в зарамочном оформлении Геологической карты доюрских образований).

На рассматриваемой территории образования триаса отнесены к отделам: нижнему, среднему и низам верхнего (туринская серия и ее аналог), верхнему.

Туринская серия (*Tr*) выделена Н. Н. Ростовцевым (1956 г.) по разрезу Тюменской опорной скв. 1, названа по р. Тура (приток Тобола, Западная Сибирь) и отнесена к пермо-триасу(?) или нижнему триасу(?).

В Ляпинско-Шеркалинском и Тюменском районах разрез триаса традиционно рассматривается в составе туринской серии, расчлененной на отдельных площадях на ярскую (базальт-терригенную), войновскую (аргиллит-базальтовую) и унторскую (туфогенно-терригенную) свиты [189, 278]. Последняя установлена только в Ляпинско-Шеркалинском СФцР за пределами территории. Расчленение туринской серии на свиты на Геологической карте доюрских образований не показано из-за ее мелкого масштаба.

Наиболее полно изучен разрез триаса в Ляпинско-Шеркалинском районе на смежном с запада листе Р-41 [73]. Здесь, на Красноленинской нефтеразведочной площади, туринская серия вскрыта скважинами 816 (интервал 2700–3700 м; мощность 1000 м), 854 (интервал 2770–4100 м; мощность 1330 м) и 851 (интервал 2661–4075 м; мощность 1414 м), только одна из которых — скв. 851 — достигла палеозойского фундамента, откуда (включая коры выветривания) получен промышленный приток нефти. Скважинами вскрыт вулканогенно-осадочный комплекс пород: базальты, их туфы (70–72 % вскрытой мощности), туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, подчиненные прослойки карбонатных пород с плохо сохранившимися остатками фауны. Породы не метаморфизованы и залегают субгоризонтально, что нарушается только вблизи разломов. По скважинам Даниловской нефтеразведочной площади в составе пород серии в подчиненном количестве отмечены риолиты и их туфы. Обоснование возраста туринской серии дано в основном по палинологическим данным Н. П. Кирда и А. Ф. Фрадкиной [109], Л. В. Ровниной, Н. К. Глушко [209] и других палинологов.

Н. П. Кирда и А. Ф. Фрадкина [109] привели СПК по В. И. Ильиной из Красноленинской скв. 851 (интервалы 3148–3270 и 3658–3684 м). СПК первого интервала характеризуется доминированием спор *Discisporites microdiscus* (К.-М.) Va г., встречены миоспоры, близкие к *Aratrisporites*, а также единичные акритархи *Veryhacium* и др. СПК сходен с установленным

Л. В. Ровниной по Половинкинской скв. 109; отмечены общие виды с СПК мальцевской свиты Кузбасса. В. И. Ильина обосновала среднетриасовый возраст (анизий) этого СПК. Во втором интервале она же определила споры *Anulatispora* sp., *Anapiculatisporites* sp., *Discisporites microdiscus* (К.-М.) Vaг., характеризующие нижнюю половину триаса, что подтверждено и А. Ф. Фрадкиной. Анизийский возраст установлен также С. И. Пуртовой по Красноленинским скважинам 816 (интервал 3545–3547 м) и 851 (интервал 2659–2671 м), а на территории листа — С. А. Климко по Талинской скв. 84 (интервал 2671–2681 м) [209].

На рассматриваемой территории в пределах Ляпинско-Шеркалинского СФЦР туринская серия выделена вдоль западной рамки листа, где ее выходы на доюрском срезе представлены в отдельных тектонических блоках Даниловского грабена. Она вскрыта на небольшую мощность на Лыхминской, Кислорской, Амнинской, Октябрьской, Талинской нефте-разведочных площадях. Так, на Кислорской площади скважинами 161 и 162 вскрыты базальты в интервалах 2421–2465 и 2206–2264 м, скв. 166 — конгломераты (интервал 2801–2814 м), а скв. 163 — экзогенная брекчия андезитов (интервал 2335–2343 м). На Талинской площади по скв. 105 пройдены песчаники, сланцы (интервал 2752–2783 м), по скв. 136 — песчаники (интервал 2625–2631 м), по скв. 513 — базальты, их туфы (интервал 2647–2676 м). Максимальная вскрытая мощность — 58 м. Мощность туринской серии принята по Красноленинской скв. 851 Ляпинско-Шеркалинского СФЦР в пределах смежной с запада территории — более 1414 м, так как верхняя ее граница эрозионная: по этой скважине туринская серия перекрыта несогласно шеркалинской свитой нижней—средней юры.

В пределах Тюменского СФЦР на рассматриваемой территории туринская серия скважинами не вскрыта.

В Тундринском СФЦР туринская серия установлена по отдельным скважинам на небольшую вскрытую мощность в апикальной части Красноленинского свода [56], у северной рамки листа (правобережье р. Казым, северный склон Сибирских Увалов) [74, 71] и в Тундринской впадине [127].

На Красноленинском своде установлены фрагментарные выходы туринской серии, приуроченные к мелким грабенам, рассекающим палеозойские и допалеозойские образования. В отдельных из них представлены части разрезов ярской (пестроцветной терригенной) и войновской (терригено-базальтовой) свит [56]. Вскрытая мощность по скважинам (Ем-Еговская 976; Елизаровские 26, 27; Восточно-Елизаровская 74; Пальяновские 30, 37 и др.) составляет от 2 до 13 м, в единичных случаях (скв. 976) — до 50 м. Породы представлены базальтами, андезитами, долеритами, их туфами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, алевроито-глинистыми сланцами, туфогенно-осадочными породами, иногда — в виде тонких пропластков — известняками. Характерно развитие кор выветривания (их мощность достигает 12–15 м), отмечается повышенная известковистость пород. В северной части территории отложения туринской серии скважинами не вскрыты.

В Тундринском СФЦР к триасу отнесен выделенный по геофизическим данным и материалам нефтегазразведочного бурения на Рогожниковском лицензионном участке (РЛУ) рогожниковский сейсмостратиграфический комплекс (РССК) [127, 119], отличающийся от типовых разрезов триаса

Западной Сибири широким развитием вулканических пород кислого субщелочного состава. Нижняя—средняя часть этого комплекса (вулканогенно-терригенная толща) в работе сопоставлена с туринской серией, а верхняя часть (терригенно-вулканогенная толща) — с вышележащими условно верхнетриасовыми образованиями. В соответствии с распространением пород рогожниковского сейсмокомплекса (грабен на северном склоне Красноленинского свода) на западе территории выделен Рогожниковский подрайон Тундринского СФЦР, а его юго-восточная часть обособлена как Ляминский подрайон.

РССК охарактеризован следующим образом (по сейсмическим данным) [127], снизу:

1. Нижняя часть (Тг ₁) — преимущественно терригенная, по скв. 1411 Пальяновской площади вскрыты песчаники полимиктовые зеленовато-серые с прослоями темно-серых и аргиллиты, залегающие под углом 20° (интервал 2682—2680 м)	900
2. Средняя часть (Тг ₂) — риолиты, мощность в скв. 714 — 169 м (интервал 2745—2576 м), в скв. 718 — 495 м (интервал 3150—2655 м)	800
3. Верхняя часть (Тг ₃) — переслаивание терригенных и вулканогенных (риолиты, базальты) пород в составе трех сейсмопачек (СП)	1850
— нижняя СП (Тг ₃ ¹) — терригенно-риолит-базальтовая (с маломощными пластовыми телами риолитов), вскрыта скважинами Рогожниковскими 710, 712, 713; Сосновской 825. Базальты вскрыты скв. 710 (интервал 2731—2777 м), остальными — риолиты	700
— средняя СП (Тг ₃ ²) — предполагается преобладание кислых эффузивов, скважинами не вскрыты	450
— верхняя СП (Тг ₃ ³) — терригенно-риолит-базальтовая, сходная с тг ₃ ¹ . Вскрыта Рогожниковскими скважинами 700, 701, 709, 711 (базальты), 723 и 729 (эффузивы кислого состава)	700

Суммарная мощность РССК оценивается в 3500—3600 м (возможно, до 4000 м).

При дальнейшем развитии на РЛУ сейсморазведочных работ МОГТ (ОАО «Тюменьнефтегеофизика», 2001—2002 гг.) И. М. Кос с соавторами уточнили сейсмогеологическую модель триасовых образований и высоко оценили перспективы их нефтеносности [119]. В частности более детально — на шесть сейсмофаций — расчленена верхняя часть разреза, установлены несогласия в основании и внутри верхней части разреза, построены сейсмические разрезы вкрест и по простирацию Рогожниковского грабена и его дизъюнктивные ограничения. По сейсмическим материалам выявлены вулканические постройки в средней и верхней частях разреза, при этом последние образуют линейно-купольный рельеф доюрской поверхности, прослеженный вплоть до тутлеймской свиты J₃—K₁. Получены промышленные притоки нефти из риолитов средней (скв. 714) и верхней (скважины 713 и 825) частей разреза.

По результатам сейсморазведочных работ МОГТ РССК ограничен двумя сейсмоотражающими горизонтами: верхним А — кровля доюрского фундамента и нижним А¹ — кровля складчатого палеозойского фундамента. В разрезе РССК среди терригенных пород залегают покровы базальтов,

а также пластовые и куполовидные тела вулканических пород кислого состава. В кровле отдельных тел риолитов возможно присутствие кор выветривания, как это было установлено по Малоатлымской скв. 1 ОП [251] и указывалось К. П. Ивановым по результатам изучения триасовых грабенов Урала [97].

В данной работе вулканогенно-терригенная толща (нижняя—средняя части РССК) отнесена по аналогии с туринской серией к нижнему—нижней части верхнего триаса, а терригенно-вулканогенная толща — к верхнему(?) триасу. По составу последняя ближе всего к конитлорской свите Сургутского СФцР, возраст которой установлен как норийско-рэтский [189, 278].

Вулканогенно-терригенная толща (Тvt) представлена на доюрской поверхности на северном склоне Красноленинского свода, где граничит с выходами архейско-протерозойских образований и позднепалеозойскими гранитоидами по Белогорскому глубинному разлому. Здесь она вскрыта скв. 1411 Пальяновской площади и прослеживается к северо-западу, к устьям Мал. и Бол. Атлыма, и к юго-востоку, в сторону г. Ханты-Мансийск. Однако в продольном направлении на северо-западе и юго-востоке Рогожниковский грабен пока не ограничен. Скорее всего, ограничения имеют дизъюнктивный характер. Так, на левобережье Оби ниже Ханты-Мансийска по Галяновской скв. 3 (интервал 2890—2900 м) пройдены алевролиты и пестроцветные песчаники с тонкими прослоями известняков (нижняя часть толщи), содержащие, по А. Ф. Фрадкиной, П ПК, отвечающий оленекскому ярусу нижнего триаса [209].

Петрографический и петрохимический состав образований, их радиологический (К-Аг) возраст изучались в Тюмени (ОАО «Тюменьнефтегеофизика», СибНАЦ), Новосибирске (Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН) и Сургуте (ТО «СургутНИПИнефть»), что было связано с установлением первой промышленной залежи нефти в триасовых эффузивных породах. В составе толщи представлены аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, риолиты, трахириолиты, риодациты, их туфы, подчиненные андезиты. Мощность толщи — 1850 м.

Радиологический (К-Аг) возраст определен для риолитов верхней части толщи (восемь определений) от 91 ± 6 до 206 ± 5 млн лет, из них четыре определения показали 120—122 млн лет [127, 196а], что, по-видимому, отражает время изменения пород, а не их истинный возраст. Они примерно отвечают этапам тектонической активизации ЗСП по данным источника [230]: около 210 млн лет, около 120 млн лет и около 90 млн лет, то есть в позднем триасе, апте и сеномане.

В Тундринской впадине туринская серия, по данным [189], залегает в разрезе триаса ЗСП ниже тундринской свиты Тундринского СФцР (Ляминский подрайон). На рассматриваемой территории по скв. 100 Тундринской нефтеразведочной площади (интервал 4053—4075 м) вскрыта только самая верхняя часть этой серии, представленная миндалекаменными базальтами. По данным Ю. П. Черепанова [57] и В. С. Суркова [74], в составе серии присутствуют также базальты, их туфы, подчиненные туфогенно-осадочные породы. Мощность серии, по данным сейсморазведки, оценена в 1100 м [127], а ее истинная мощность превышает эту

величину, так как верхняя граница этой серии эрозионная: тундринская свита залегает на ней несогласно, с гравелитами и конгломератами в основании.

Возраст туринской серии по материалам последнего МРСС установлен от позднеиндского по раннекарнийский, то есть охватывает большую часть раннего, средний и начало позднего триаса [189], хотя рабочим совещанием [209] он был рекомендован как ранне-среднетриасовый. Как ранне-среднетриасовый возраст туринской серии рассматривается в монографии [2006]. Н. К. Могучева на основании анализа распределения крупномерных растительных остатков в разрезах триаса Урала, Западной и Средней Сибири также подтвердила ранне-среднетриасовый возраст туринской серии (не моложе анизия) [156]. В. С. Сурков с соавторами, учитывая важность этого вопроса, привел все имеющиеся данные для обоснования ранне-среднетриасового возраста туринской серии и соответственно рифтогенного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [164].

В данной работе возраст туринской серии принят в соответствии с решением VI МРСС [189] и Легендой Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3 [278]. Однако необходимо отметить, что работы Н. К. Могучевой [156, 157] и исследования А. И. Киричковой и Н. К. Куликовой 1999–2005 гг. вносят существенные уточнения в корреляционную стратиграфическую схему триасовых отложений Западной Сибири, утвержденную МСК в 2004 г.

Терригенно-вулканогенная толща ($T_3^{?tv}$). Верхний отдел верхней части разреза РССК слагает на доюрской поверхности внутреннюю часть Рогожниковского грабена шириной до 40 км.

Вулканогенные породы в составе толщи представлены риолитами, риодацитами, субщелочными риодацитами, базальтами толеитового ряда, их туфами, подчиненными пикробазальтами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами при сложном их переслаивании и фациальных замещениях. Установлено [226], что в составе толщи преобладают вулканогенные породы кислого субщелочного состава: содержание $Na_2O + K_2O$ составляет 7–9 % при $K_2O > Na_2O$.

По петрохимическим и геохимическим исследованиям, выполненным С. В. Шадринной (ТО «СургутНИПИнефть») [226], фигуративные точки состава базитов на вариационных диаграммах ($Na_2O + K_2O$) — Fe_2O — MgO и Zr/P_2O_5 располагаются в разных областях, что свидетельствует об их происхождении из нескольких магматических источников. Сравнение пород по отношению Al_2O_3/TiO_2 с таковым в хондрите также указывает на гетерогенность источников: часть пород деплетирована алюминием по отношению к хондриту (мантийный источник), часть обогащена им (коровый источник).

Значения отношений La/Nb (2,41–3,29), Rb/Nb (1,57–8,36), Zr/Nb (15,6–22) сопоставимы с таковыми для континентальной коры, а Ta/Nb (0,14–0,46) сходно с известными для вулканитов активных континентальных окраин.

По петрографическим данным, формирование толщи происходило при сочетании аэральской и субаквальной обстановок. Геохимические данные позволяют говорить о смешанном источнике магм (глубинные и коровые уровни генерации расплавов), что, по В. П. Симоненко (1991), характерно для трансформных континентальных окраин.

Нефтенасыщенные породы триаса (Рогожниковское месторождение) представлены вулканитами кислого субщелочного состава: риолиты, риодациты, трахириодациты, их туфы, перлитизированные разности. Пустоты в них сформировались при дегазации лавы, при выщелачивании в микролитовой структуре, при образовании пор по перлитовым трещинам и в связи с выщелачиванием в перлите [196д]. Коллекторские свойства пород пока еще слабо изучены. Остро стоит вопрос об источнике нефти.

Тундринская свита (T_3tn) выделена В. Г. Криночкиным и Ю. Н. Федоровым [127] в 1983 г. по скв. 100 Тундринской нефтеразведочной площади в долине р. Обь у восточной рамки листа. В скв. 100 (интервал 3634–4053 м, мощность 419 м) пройдены полимиктовые песчаники зеленовато-серого цвета, темно-серые алевролиты и аргиллиты плитчатые с углефицированным растительным детритом, а в нижней части этого интервала — красноцветные гравелиты с рассеянной галькой базальтов. Л. В. Ровниной (1985 г.) подтвержден ее возраст.

Ниже пачки гравелитов (интервал 4053–4075 м) залегают миндалекаменные базальты (T_b). По сейсморазведочным данным, залегание вулканогенных и терригенных пород в Тундринской впадине субгоризонтальное — углы наклона слоев до 15° в восточной прибортовой части, сочленяющейся с палеозойскими образованиями по серии малоамплитудных разрывных нарушений. Мощность тундринской свиты превышает 420 м, так как верхняя ее граница эрозионная. Свита несогласно перекрывается горелой свитой нижней—средней юры. Позднетриасовый возраст тундринской свиты обоснован установленным в составе терригенных пород V ПК [189]. По составу и положению в разрезе тундринская свита сходна с саранпаульской свитой Северо-Сосьвинского СФЦР карнийского яруса верхнего триаса [189], что обосновано V ПК, остатками конхострак и растений (*Annulariopsis inopinata*, *Cladophlebis* sp., *Lepidopteris ottonis* и др.).

Растительные остатки (пельтаспермовые птеридоспермы), известные в тундринской свите из скв. 100 (коллекция В. С. Бочкарева) *Lepidopteris heterolateralis* Dobg. (интервал 3893–3889 м) и *Lepidopteris* sp. cf. *haizieri* Dobg. (интервал 3781–3775 м) (определения В. М. Никишовой, 1985 г.), не являются руководящими видами и поэтому не могут быть использованы для уточнения возраста свиты.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Система представлена нижним, средним и верхним отделами, разбитыми на всей территории. Наиболее древние отложения (плинсбахский—ааленский ярусы) полого (практически горизонтально) залегают

на размытой поверхности доюрского складчатого основания и согласно перекрываются отложениями мелового возраста. Подошва юрских отложений, по данным бурения и сейсмических исследований (отражающий сейсмический горизонт А), фиксируется на абс. отм. минус 1700–4300 м. Граница нижнего и среднего отделов юрской системы проводится с достаточной долей условности по спорово-пыльцевым и геофизическим данным. Граница среднего и верхнего отделов определяется более уверенно по появлению морской фауны.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

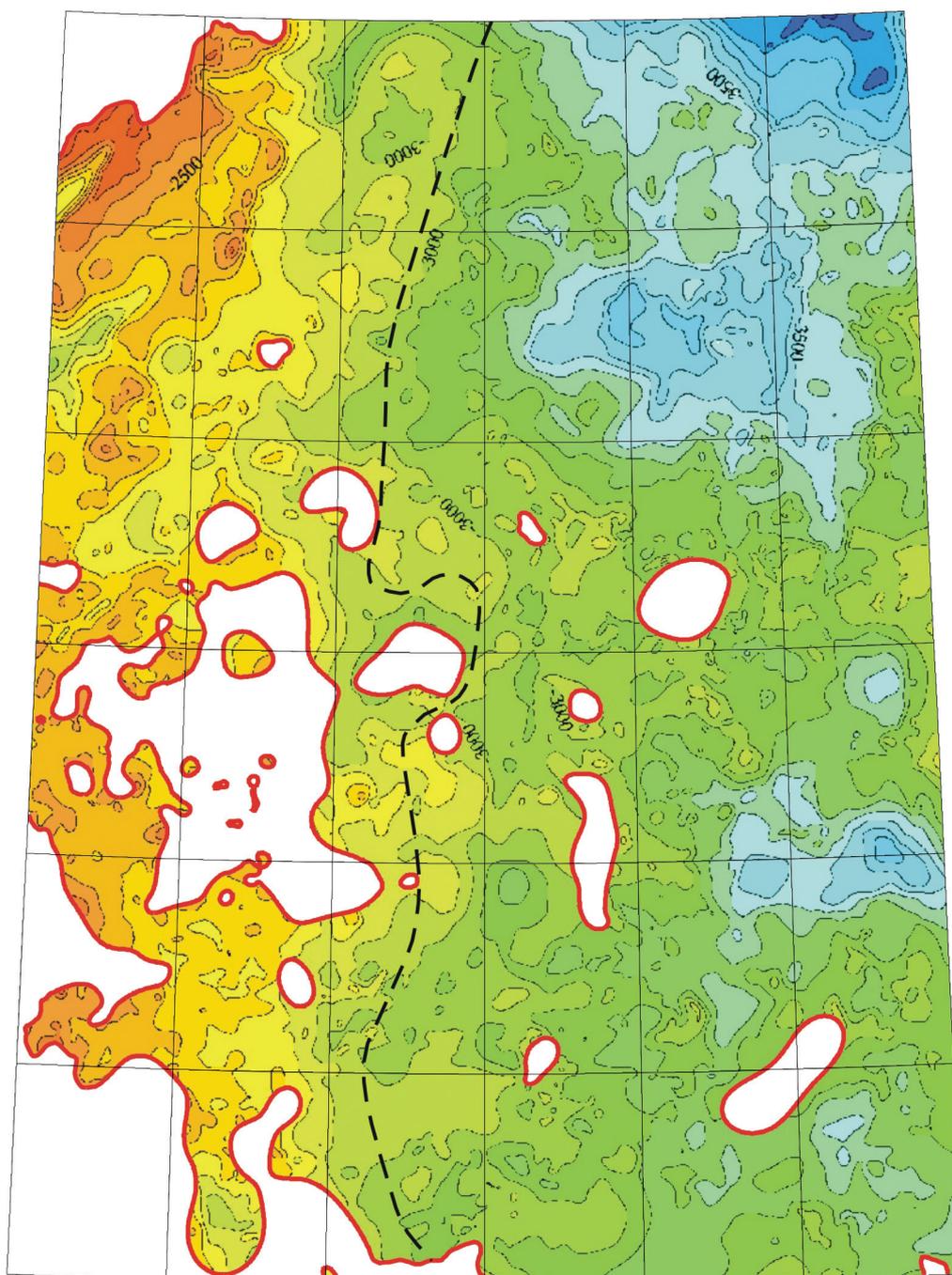
Плинсбахский–ааленский ярусы

Шеркалинская свита ($J_{1-2}sr$) выделена Л. В. Ровниной в 1964 г., позднее А. А. Нежданов и В. В. Огибенин [160] уточнили стратотип по разрезу Талинской скв. 133 (интервал 2790–2917 м). На площади листа шеркалинская свита распространена в западной части (Красноленинско-Ярудейский СФЦР), в восточном направлении она замещается синхронными образованиями горелой свиты. Свита с угловым несогласием залегает на разновозрастных доюрских образованиях, выполняет впадины в фундаменте, отсутствуя на наиболее выраженных его выступах, согласно перекрывается тюменской свитой. Граница с последней постепенная, иногда едва уловимая. Абсолютные отметки кровли минус 2200–3100 м (рис. 1).

Шеркалинская свита сложена глинами аргиллитоподобными, иногда битуминозными, с прослоями алевролитов, кварцевыми песчаниками, гравелитами. Подразделяется на две подсвиты, каждая из которых состоит из двух пачек. Площадь распространения пачек увеличивается вверх по разрезу.

Нижняя подсвита. Пачка 1 представлена грубозернистыми часто каолинизированными песчаниками, гравелитами, конгломератами, брекчиями с подчиненными прослоями и линзами алевролитов, аргиллитов и углей. Наблюдаются прожилки застывшего битума и обилие крупных растительных остатков. Состав кластического материала преимущественно кварцевый. Нередко присутствуют гравий и мелкая галька подстилающих пород. Прослой серых аргиллитоподобных глин имеют резко подчиненный характер. По мере удаления от выступов фундамента происходит существенная глинизация пачки. В скважинах Талинской площади установлены спорово-пыльцевые комплексы, указывающие на плинсбахский возраст вмещающих пород. С песчаной пачкой (пласт «Ю₁₁») связаны месторождения нефти. Мощность пачки на рассматриваемой территории достигает 60 м.

Пачка 2 (тогурская) представлена глинами темно-серого цвета, часто со слабым зеленоватым оттенком, тонкоотмученными, аргиллитоподобными с редкими прослоями алеврито-песчаного материала. Пирит присутствует в виде мелких стяжений и присыпок, часты оолиты сферосидерита.

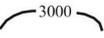


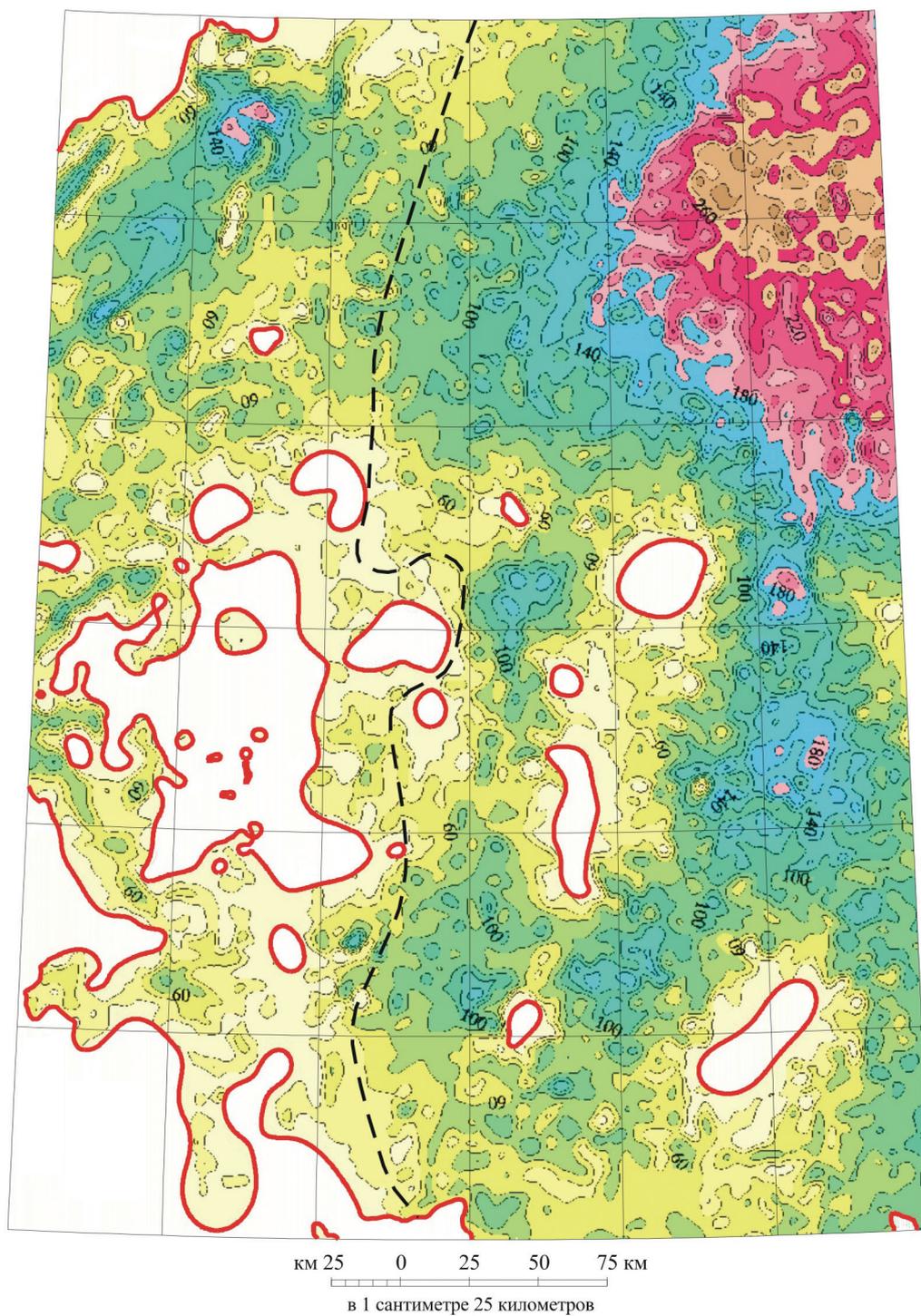
км 25 0 25 50 75 км
 в 1 сантиметре 25 километров

Шкала абсолютных отметок отражающего горизонта Т3, м



Рис. 1. Структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту Т3 (кровля шеркалинской и горелой свит). Составил К. В. Коркунов.

-  Области отсутствия шеркалинской и горелой свит
-  Изогипсы кровли шеркалинской и горелой свит, кратные 100 м
-  Граница между областями распространения горелой и шеркалинской свит.



Шкала мощности горелой и шеркалинской свит, м

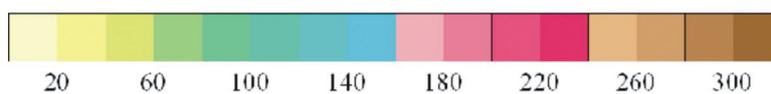
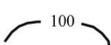


Рис. 2. Карта мощностей горелой и шеркалинской свит. Составил К. В. Коркунов.

-  Отсутствие шеркалинской и горелой свит
-  Изопахиты кратные 20
-  Граница между областями распространения горелой и шеркалинской свит.

В непосредственной близости к выступам фундамента пачка обогащается песчаным материалом, появляется гравий кварцевого состава, граница с пачкой 1 становится неясной. В верхней части тогурской пачки на Ем-Еговской площади установлен палинокомплекс раннего тоара: доминанты — *Cyathidites* spp., *Leiotriletes* spp., субдоминанты — *Marattisporites scabratus* C o u p., *Dipteridaceae*, *Contignisporites problematicus* (C o u p.) D ö r. и др. [100, 117]. По данным В. К. Комиссаренко [114], в Ем-Еговских и Талинских скважинах в тогурской пачке найдены *Ammodiscus* sp. indet., *Saccamina* sp. indet., *Tolypamina* sp. indet., *Lituolidae* gen. indet., *Trochamminidae* gen. indet., *Ataxophragmiidae* gen. indet., *Nodosariidae* gen. indet., также подтверждающие раннетоарский возраст вмещающих отложений. К кровле пачки приурочен отражающий сейсмический горизонт T_4 (T_{tg}). Мощность пачки изменяется в пределах 3–20 м. Мощность нижней подсвиты достигает 80 м.

Верхняя подсвита. Пачка 1 представлена песчаниками разнозернистыми, преимущественно кварцевыми, часто каолинизированными, переходящими в гравелиты. Встречаются незначительные прослои темно-серых углистых глин. Мощность песчаной пачки (пласт «Ю₁₀») не превышает 50 м, с ней связаны месторождения нефти.

Пачка 2 (радомская) сложена глинами темно-серыми до черных, тонкоотмученными, участками слабобитуминозными с углистым детритом. У выступов фундамента происходит опесчанивание глин, в нижней части пачки появляется гравий. Мощность глинистой пачки изменяется от 5 до 20 м, а верхней подсвиты достигает 70 м. К отложениям радомской пачки приурочен локальный отражающий сейсмический горизонт T_3 (T_{rd}).

В скважинах Пальяновской, Сосновомысской, Талинской и других площадей установлены единичные фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы позднеплинсбахского—раннеааленского возраста. Возраст пачек установлен по сопоставлению с разрезами смежных территорий. Из отложений пачки 1 в скважинах Талинской площади Т. В. Кавалеровой определена микрофауна *Trochammina lapidosa* Gerke et Soss., *Vernulina pudica* Schl., *Ammobaculites lobus* Gerke et Soss., свидетельствующая об их плинсбахско-тоарском возрасте. В скважинах Южно-Талинской площади в радомских аргиллитах найдены фораминиферы *Saccamina* sp., *Tolypamina* sp., *Ammodiscus* cf. *glumaceus* и редкие двустворки *Pronoella?* sp., обычные в морских тоарских отложениях [116]. В Талинской скв. 190 из радомской пачки определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижнеааленских отложений: доминанты — *Cyathidites minor* C o u p., *C. spp.*; субдоминанты — *Leiotriletes* spp., *Disaccites*; сопутствующие — *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuzitsch. и др [100, 117]. В скв. 91 Емангальской площади Н. К. Глушко, Н. М. Игнатовой и Н. С. Бочкаревой были выявлены спорово-пыльцевые комплексы тоара (глубина 3122–3167 м), плинсбаха—тоара (3167–3189 м) и плинсбаха (3189–3202 м). С учетом данных по смежным районам шеркалинская свита отвечает ярусам: верхней половине плинсбахского, тоарскому и нижней части ааленского.

Формирование шеркалинской свиты происходило в условиях интенсивного химического выветривания и активной эрозии выступов фундамента с многократным перемывом выносимого в область накопления материала. Общая мощность шеркалинской свиты до 200 м (рис. 2).

Горелая свита (J_{1-2gr}) выделена А. А. Неждановым и В. В. Огибениным в 1987 г. со стратотипом в скв. 6 Горелой площади (интервал 3130–3266 м). Развита в северо-восточной части территории (Приобский СФцР). Свита с угловым несогласием залегает на разновозрастных доюрских образованиях и согласно перекрывается тюменской свитой, имеет общее погружение в северо-восточном направлении. Она сложена аргиллитоподобными глинами, местами углистыми, песчаниками, алевролитами, гравелитами, содержит прослой бурых углей. На наиболее приподнятых выступах фундамента горелая свита отсутствует. Абсолютные отметки кровли минус 3100–3500 м (рис. 1). Во впадинах и прогибах, по данным сейсмических исследований, кровля опускается до отметок минус 4000 м. Строение горелой свиты аналогично строению шеркалинской. Выделяются две подсвиты, каждая из которых состоит из двух пачек.

Нижняя подсвита распространена локально, в наиболее погруженных участках осадочного чехла. Она представлена переслаиванием преимущественно глинистых пород темно-серого цвета с прослоями и линзами песчаников и гравелитов, шлейфообразно развитых около выступов фундамента (пачка 1) и обособляемых в пласт «Ю₁₁», с которым связаны месторождения нефти. Мощность пачки 1 в наиболее полных разрезах достигает 80 м. Пачка 2 (тогурская) вскрыта единичными скважинами. Представлена она глинами темно-серыми аргиллитоподобными, редко слабозеленоватыми тонкоотмученными, в незначительных прослоях карбонатными, с многочисленными мелкими зернами скольжения, остатками водорослей, оолитами сферосидеритов, ходами илоедов. К пачке приурочен локальный сейсмический отражающий горизонт Т₄. Мощность — до 45 м, а всей нижней подсвиты — до 120 м.

Верхняя подсвита распространена также не повсеместно. Верхняя ее пачка отсутствует на наиболее приподнятых выступах фундамента. Пачка 1 (нижняя), выделяемая в качестве продуктивного нефтеносного пласта «Ю₁₀», представлена переслаиванием серых до черных, иногда углистых аргиллитоподобных глин с прослоями и линзами песчаников и алевролитов, линзами углей. Около выступов фундамента породы более песчаные, в составе пачки появляются прослой и линзы гравелитов. Песчано-гравийный материал, как правило, кварцевый, хорошоокатанный. Мощность пачки, по данным бурения, до 60 м. Пачка 2 (радомская) представлена глинами аргиллитоподобными тонкоотмученными темно-серыми или черными, иногда буроватыми, слабобитуминозными, реже слабоалевритистыми. Встречаются линзовидные прослой и линзы сидерита небольшой толщины, обугленные растительные остатки и углистый детрит. Верхняя часть пачки обычно содержит больше алевроито-песчаного материала. Мощность пачки, по данным бурения, достигает 78 м, а подсвиты в целом — 140 м. К пачке приурочен локальный сейсмоотражающий горизонт Т₃.

В отложениях горелой свиты на Верхнеказымской площади в скв. 41 Н. К. Глушко и В. Г. Стрепетиловой выявлены плинсбахский (глубина 3762–3790 м) и позднеплинсбахско-тоарский (глубина 3700–3738 м) комплексы спор и пыльцы. В составе спорово-пыльцевого комплекса скв. 6 Хантымансийской площади (интервал 3202–3220 м) В. И. Ильиной установлены динофлагелляты *Nanyoceratopsis gracilis*, что, по ее мнению, свидетельствует о морском генезисе вмещающих пород. Горелая свита является возрастным аналогом шеркалинской свиты [189, 278].

Накопление осадков горелой свиты происходило как в прибрежно-басейновых условиях (песчаные пачки), так и в более удаленных от берега зонах (глинистые тогурская и радомская пачки). Общая мощность горелой свиты достигает 260 м и увеличивается в прогибах в северном направлении до 300 м (рис. 2).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Ааленский–батский ярусы

Тюменская свита (J_2tm) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. [199] со стратотипом в Тюменской опорной скважине (интервал 1434–1472 м), имеет практически повсеместное распространение (Красноленинско-Ярудейский, Кондинско-Иртышский и Приобский СФцР). Она сложена глинами, глинистыми алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами с глинистым и известковистым цементом. Тюменская свита на большей части территории согласно залегает на горелой и шеркалинской свитах и только на наиболее приподнятых выступах фундамента (Красноленинский свод и Шугурская мегатерраса) несогласно перекрывает доюрские образования. Абсолютные отметки кровли тюменской свиты — минус 1700–3350 м (рис. 3). Общий региональный наклон отмечается в восточном и северо-восточном направлениях.

Тюменская свита расчленяется на три сложнопостроенные подсвиты, представленные частым незакономерным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. На геологическом разрезе к Геологической карте доплиоценовых образований и Геологической карте юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу), выделены нижняя, а также средняя и верхняя объединенные подсвиты тюменской свиты.

Нижняя подсвита (J_2tm_1) сложена полимиктовыми грубозернистыми светло-серыми песчаниками, глинистыми алевролитами с подчиненными прослоями темно-серых, буровато-серых аргиллитов и глин с прослоями углей мощностью до 1–2 м. У выступов фундамента в нижней подсвите появляются прослой и линзы гравелитов. В составе подсвиты выделяются продуктивные нефтеносные пласты «Ю₇»–«Ю₉». На юго-востоке территории происходит глинизация верхней части нижней подсвиты, поэтому там ее граница со средней подсвитой — условная. Мощность достигает 180 м.

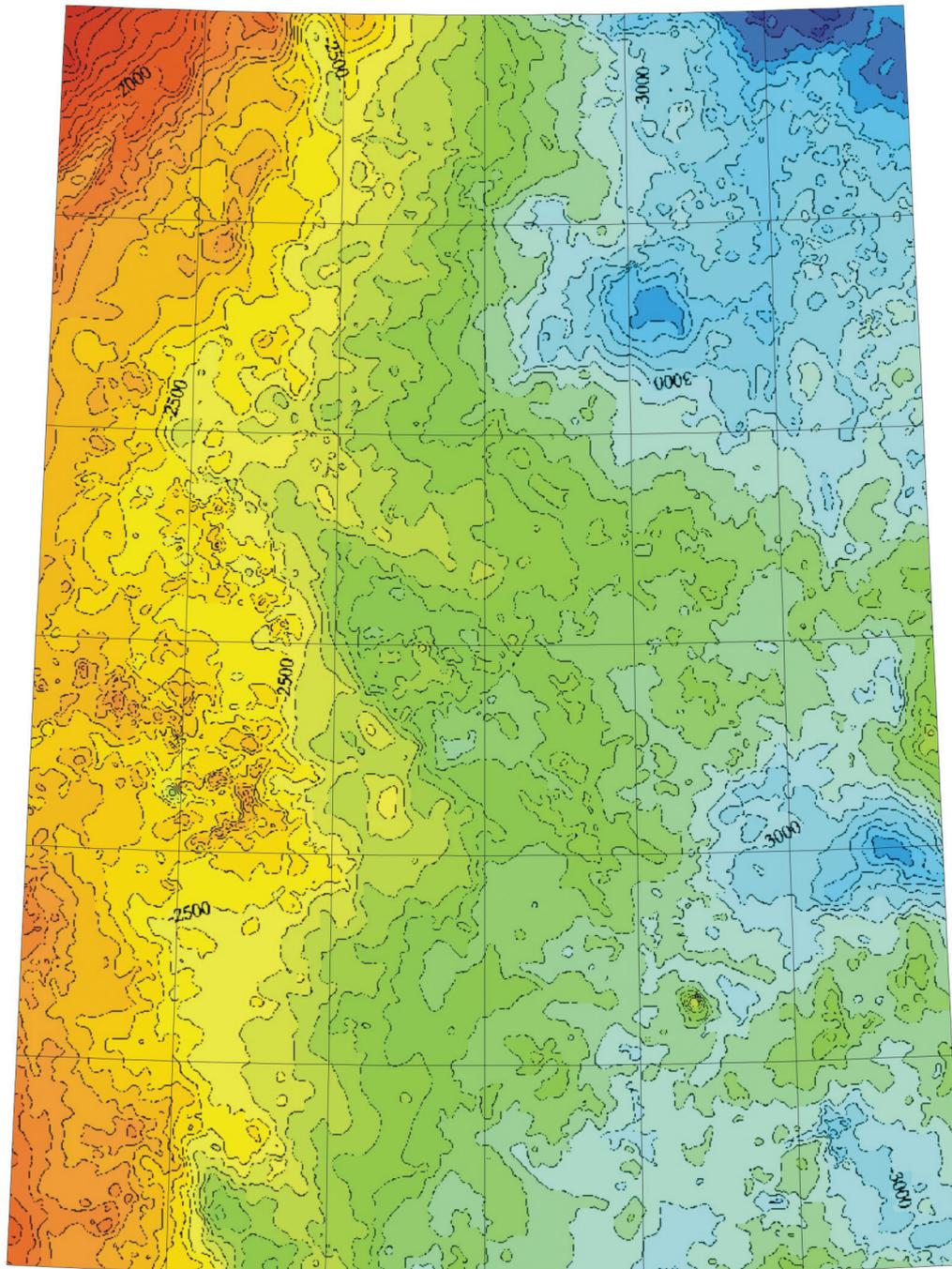
Средняя и верхняя подсвиты объединенные (J_2tm_{2+3}). В их составе установлены песчаники с прослоями глин, алевритов, глинистые пачки, глины с прослоями гравелитов.

Средняя подсвета сложена преимущественно аргиллитами и аргил-литоподобными глинами с подчиненными маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Аргиллиты темно-серые, почти черные, в различной степени битуминозные. Алевролиты серые, светло-серые, сидеритизированные с редкими прослоями глинистых известняков. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, слюдистые. В западных районах в составе подсветы также отмечаются редкие прослои гравелитов, развитых вблизи выступов фундамента. В составе средней подсветы обособляются продуктивные нефтеносные пласты «Ю₅» и «Ю₆».

Верхняя подсвета пользуется практически повсеместным распространением в границах тюменской свиты. Представлена она ритмичным чередованием аргиллитов, аргиллитоподобных глин, алевролитов, песчаников с прослоями и линзами угля. На большей части площади развития в основании верхней подсветы обособляется пачка существенно песчаных пород, в которой присутствуют прослои гравелитов, аргиллитов, алевролитов. К ней приурочены продуктивные нефтеносные пласты «Ю₂»—«Ю₄» сложного строения.

В целом породы тюменской свиты характеризуются большим разнообразием литологического состава и текстурных особенностей. По всему разрезу свиты встречаются прослои карбонатных пород, стяжения и линзовидные прослои сидерита, пирит, линзочки и прослои углей, корневые системы, растительный обугленный детрит и реже крупномерные растительные остатки. Отложения представлены континентальными фациями. Они накапливались преимущественно в аллювиальных, озерных и озерно-болотных условиях. По данным Б. В. Топычанова [305], обломочный материал отсортирован, имеет следующий состав (%): кварц — 40, полевые шпаты — 40, слюды — 15–20, обломки пород эффузивов кислого состава, слюдистых сиенитов и кварцитов — 15–20. На контактах зерен отмечен глинистый материал с примесью гелифицированного углистого детрита. Состав цемента кварцево-каолинит-хлоритовый.

Палеонтологически тюменская свита охарактеризована слабо. В прикровельной ее части Т. С. Безруковой в интервале 2951–2965 м скв. 15 Айпимской площади выявлены батские спорово-пыльцевые комплексы, в которых доминируют *Cyathidites* spp. с субдоминантами *Licopodiumsporites* spp., *Osmundaccidites* spp., *Ginkgocycadophitus* spp., *Pinuspollenites* spp. Аналогичный комплекс выявлен Т. Л. Сологуб на Верхнелунгорской площади. В разрезе Малоатлымской опорной скв. 1 С. И. Пуртовой [257] в интервале глубин 2553–2778 м выявлены спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием спор *Coniopteris*, *Osmundaceae*, *Trachytriletes* N a u m., *Lophotriletes* N a u m. среднеюрского возраста. В верхней части разреза свиты батские спорово-пыльцевые комплексы, в которых доминируют *Cyathidites* spp. с субдоминантами, *Licopodiumsporites* spp., *Osmundaccidites* spp., *Ginkgocycadophitus* spp., *Pinuspollenites* spp. и др., установлены в скв. 91 Емангальской площади (интервал 2815–2846 м). Многочисленные батские комплексы выявлены в скважинах Пальяновской и других площадей Краснотенинского свода. По положению в разрезе и сопоставлению с соседними районами возраст тюменской свиты установлен позднеалленс-



км 25 0 25 50 75 км
 в 1 сантиметре 25 километров

Шкала абсолютных отметок отражающего горизонта Т, м

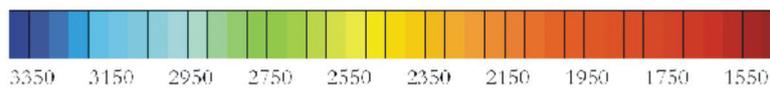
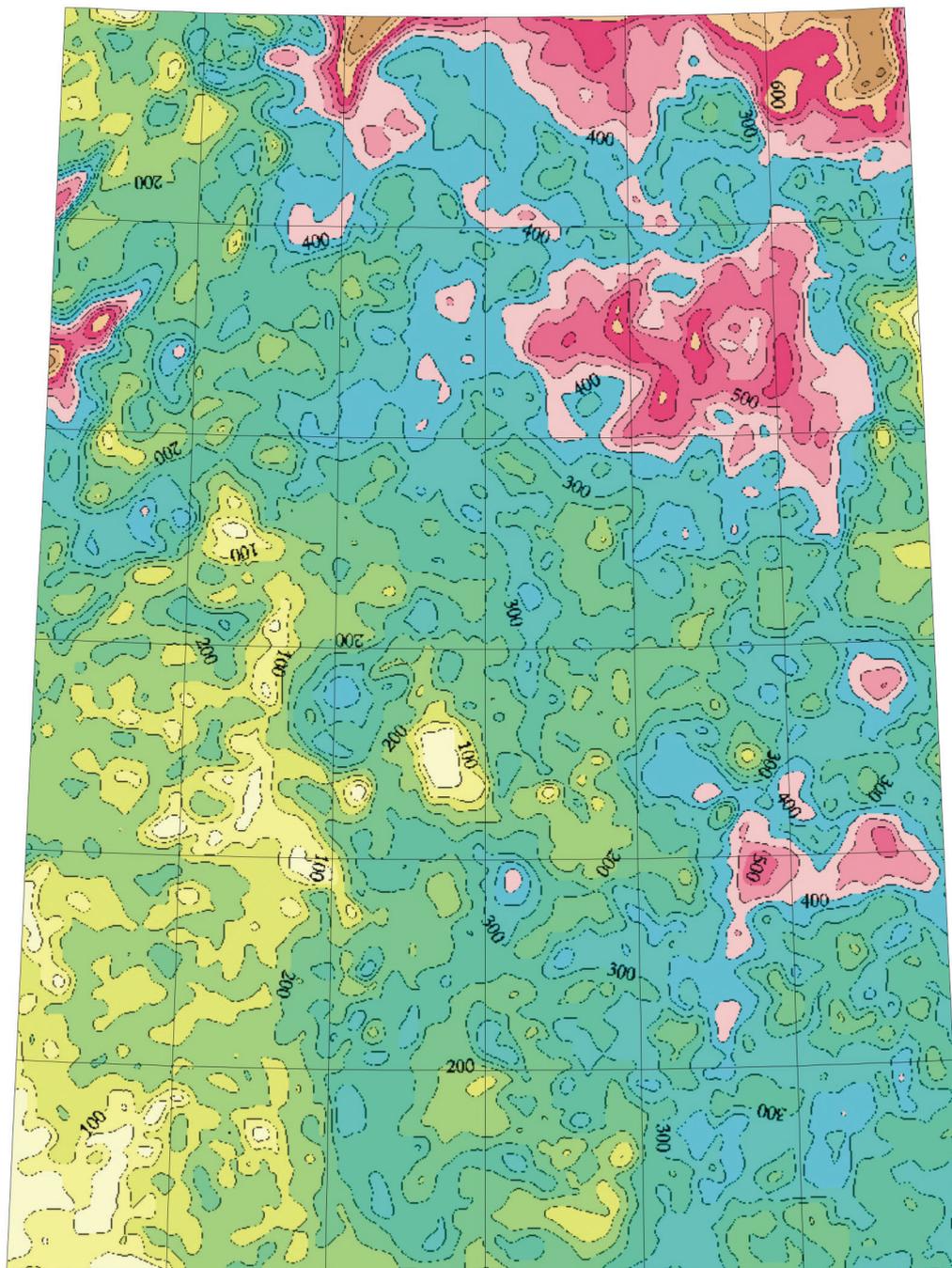


Рис. 3. Структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту Т (кровля тюменской свиты). Составил К. В. Коркунов.

—3000— Изогипсы кровли тюменской свиты, кратные 50 м



км 25 0 25 50 75 км
 в 1 сантиметре 25 километров

Шкала мощности тюменской свиты, м

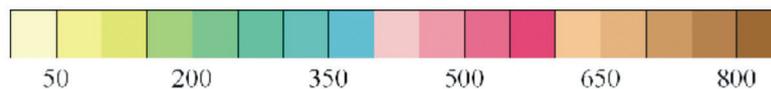


Рис. 4. Карта мощности тюменской свиты. Составил К. В. Коркунов.

300 Изогипсы кровли тюменской свиты, кратные 50 м

ким—позднебатским. Общая мощность тюменской свиты увеличивается с юго-запада на северо-восток до 700 м (рис. 4).

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Батский—титонский ярусы

Абалакская свита (J_{2-3ab}). Выделена П. Ф. Ли в 1959 г. в скважинах Абалакской площади без указания стратотипа, поэтому Ю. В. Брэдучан предложил в качестве стратотипа принять разрез Уватской опорной скважины (интервал 2764—2830 м), по которой впервые было опубликовано описание свиты [143].

В районе работ абалакская свита развита повсеместно (Игримско-Леушинский, Березово-Красноленинский, Фроловско-Тамбейский СФЦР). Она трансгрессивно залегает на тюменской свите или с угловым несогласием перекрывает породы доюрских образований в западной части территории (Игримско-Леушинский СФЦР), согласно перекрывается баженовской и тутлеймской свитами.

Абалакская свита представлена глинами темно-серыми, часто с зеленоватым оттенком за счет глауконита, тонкоотмученными, в различной степени слюдястыми. По всему разрезу развиты стяжения и присыпки тонкодисперсного пирита, карбонатно-сидеритовые конкреции, часты остатки водорослей. В кровле свиты фиксируется горизонт с карбонатными конкрециями, с обильным глауконитом и рострами белемнитов. В основании свиты залегает базальный горизонт (пахомовская пачка) мощностью до 3 м алеврито-песчано-глинистых микститов — неотсортированных карбонатизированных и сидеритизированных пород буровато-серого цвета с обломками углефицированной древесины, сидеритовыми оолитами, в ядрах которых находятся фораминиферы, ростры белемнитов, лингулы и двустворки.

Возраст свиты установлен по многочисленным находкам ископаемой фауны и спорово-пыльцевым комплексам. В скважинах на площадях Тортасинской (скв. 99, интервал 2837—2850 м), Унлорской (скв. 7, интервал 2870—2880 м), Назымской (скв. 26, интервал 2620—2635 м), Верхненазымской (скв. 13, интервал 2616—2628 м), Камынской (скв. 50, интервал 2888—2897 м; скв. 43, интервал 2846—2855 м), Айпимской (скв. 15, интервал 2940—2951 м), Верхнеказымской (скв. 41, интервал 3039—3050 м) и др. Н. П. Вячкилевой выявлены многочисленные келловейские и оксфордские аммониты *Quenstedtoceras* (*Soanicerus*?) sp., *Longaeviceras novomelicum* (B o d y l.), *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) ex gr. *Alphacordatum* S p a t h, *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) sp., C. (S.) cf. *arcticum* P a v l., C. (S.) cf. *percaelatum* P a v l., C. (S.) cf. *cjrdatum* (S o w.), C. (S.) *excavatum* (S o w.), C. (*Plasmotoceras*) sp., C. (*Maltoniceras kokeni* B o d e n., C. (*Subvertebriceras*) cf. *densiplicatum* B o d e n.; двустворчатые моллюски (определения А. И. Лебедева) *Praebuchia orientalis* Z a k h., P. ex gr. *kirghisensis* (S o k), *Buchia* cf. *concentrica* (S o w.), *Musculus* (?) *czecanowskii* (L a h.), *Malletia megionica* A. L e b., *Thracia scythica* E i c h w., *Oxytoma expansa* (P h i l l.), *Entolium*

demissum (Phill.), E. aff. *nummulare* (Fisch.); фораминиферы *Ammodiscus pseudoinfimus*, *Trochammina oxfordiana* Scharovsk., *Ammobaculites tobolskensis* Levina, *Recurvoides schercalyensis* L., *Ammobaculites igrimensis*, *Lenticulina memorebilissima* Gerse et Scharovsk. и др. Большинство видов комплекса фораминифер, по мнению В. К. Комиссаренко, характерны для нижнего оксфорда. В верхних горизонтах абалакской свиты (скв. 10, Верхнесалымская площадь) К. Ф. Тылкиной установлен раннекембриджский комплекс фораминифер: *Haplophragmeides canuiformis* Dain, *Trochammina elevata* Kosyreva, *Spiroplactamina* aff. *suprajurassica* K., *Ceratolamarekina zotonica* Dain.

На основании имеющихся палеонтологических данных и согласно региональным стратиграфическим схемам мезозойских отложений [189] возраст абалакской свиты определяется как позднебатский—раннетитонский.

Формирование отложений абалакской свиты происходило в морских условиях в зоне, удаленной от источников сноса. В составе свиты выделяется продуктивный нефтеносный пласт «Ю₁». Мощность свиты — 16–45 м.

ЮРСКАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Титонский—берриасский ярусы

Баженовская свита (J₃—K₁bž) впервые была выделена Ф. Г. Гурари [78] в ранге пачки марьяновской свиты со стратотипом в разрезах скважин Баженовской площади. На Межведомственном стратиграфическом совещании в 1967 г. баженовская пачка была переведена в ранг свиты. На площади листа баженовская свита развита в восточной части (Фроловский подрайон Фроловско-Тамбейского района). Она согласно залегает на абалакской свите и также согласно перекрывается ахской, сортымской и фроловской свитами. В западном направлении баженовская свита переходит в нижнюю подсвиту тутлеймской свиты. Кровля баженовской свиты прослеживается на абс. отм. минус 2700—3300 м и является регионально выдержанным опорным отражающим горизонтом (Б). Нижняя и верхняя границы баженовской свиты достаточно четко фиксируются на диаграммах электрокаротажа по резкому увеличению кажущегося сопротивления.

Баженовская свита представлена аргиллитами черными с коричневым оттенком, в разной степени битуминозными, с плоским раковистым изломом, тонкоотмученными, реже алевритовыми, тонко-горизонтально-лоистыми либо массивными. Отмечаются листоватая или тонкоплитчатая отдельность, частые прослои кремнистых и известковистых аргиллитов вплоть до радиоляритов и глинистых известняков, иногда доломитизированных. Породы содержат пирит как в мелкоагрегатном состоянии, так и в форме стяжений, линз и тонких прослоев, отмечается глауконит. По всему разрезу свиты развиты рыхлые разновидности битуминозных пород, которые залегают, по-видимому, в виде системы линз или отдельных прослоев мощностью от 0,2 до 5–10 м и являются, по мнению И. И. Нестерова

[162], основным местонахождением углеводородов. Из органических остатков битуминозные аргиллиты зачастую содержат различной сохранности обломки и отпечатки раковин аммонитов, пеллеципод, чешую и мелкие кости рыб, зубы акул.

Возраст баженовской свиты установлен палеонтологически и по корреляции со смежными районами, где по комплексу макрофауны выявлена полная последовательность местных зон и слоев титонского и берриасского ярусов, границы которых по каротажу хорошо прослеживаются на характеризуемую территорию. Фауна, встреченная в битуминозных породах изученной территории, подтверждает такое расчленение. Титонские аммониты (по Н. П. Вячкилевой) и двустворки (по А. И. Лебедеву) определялись ранее как ранне-средневожские: *Pavlovia* sp. ind., *Dorsoplanites* sp. ind., *Buchia mosquensis* (Buch), *Liostrea plastica* (Trd.) встречены на Нижнесортымской площади. На Камынской площади (скв. 50, интервал 2873–2879 м) встречена *Buchia* ex gr. *rugosa* (Pavl.), берриасские (ранее датировались поздневожским и берриасским возрастом) *Craspedites* sp. ind., *Buchia* cf. *unschensis* (Pavl.), *B.* cf. *terebratuloides* (Lah.), *B.* cf. *fischeriana* (Orb.). Возраст баженовской свиты как титонско-берриасский подтверждается находкой аммонита из семейства *Craspeditidae* в скв. 17-BC (лист О–42, Верхнесалымская площадь, интервал 2881–2894 м, определения Н. П. Вячкилевой). Здесь же Г. Э. Козловой выделен комплекс радиоларий с *Parvicingila rostrata*, характеризующий, по ее мнению, позднетитонское время накопления осадков. В этой же скважине на глубине 2878 м обнаружены конхиолиновые крючки, расположенные двумя рядами (*Onychites* sp.). По мнению В. А. Захарова и В. Н. Сакса [93], их можно рассматривать как отпечаток щупальца древней теутиды. В верхних слоях баженовской свиты сопредельных территорий (скв. 102-Р, Верхнесалымская площадь, интервал 2874–2884 м; скв. 2-Р, Малобалыкская площадь, интервал 2887–2892 м) зафиксирован *Hectoroceras kochi* Spath, совместно с находками *Buchia* ex gr. *fischeriana* (Orb.), *B.* ex gr. *volgensis* (Lah.) позволяющий проводить кровлю свиты внутри берриасского яруса. На основании возраста палеонтологических находок стратиграфический объем баженовской свиты определяется как среднетитонский–раннеберриасский. Накопление отложений происходило в морских условиях. В составе свиты выделяется продуктивный нефтеносный пласт «Ю₀». Мощность свиты составляет 20–35 м.

Титонский–валанжинский ярусы

Тутлеймская свита (J₃–K_{1tt}) выделена П. Ф. Лив в 1956 г. по скважинам Деминской и Березовской площадей. Стратотип свиты при первом описании указан не был. Лектостратотип принят по скв. 81 Чуэльской площади в интервале глубин 1628–1668 м (Ю. В. Брадучан, А. И. Лебедев, 1979 г.). На территории листа Р-42 тутлеймская свита развита в западной части (Березовско-Красноленинский СФцР), на востоке происходит замещение битуминозных пород верхней подсвиты небитуминозными глинами низов фроловской свиты, а нижней подсвиты — на баженовскую свиту.

Граница между ними проходит с севера на юг примерно по линии 66-го меридиана. Тутлеймская свита согласно залегает на абалакской. Кровля прослеживается на абс. отм. минус 1650–2700 м.

Тутлеймская свита на территории представлена красноленинским типом разреза, имеет четкое двучленное строение. Нижняя подсвета сложена аргиллитами черными с коричневатым оттенком, битуминозными, землистыми, с прослоями глинистых известняков, радиоляритов, пиритом, фосфатными конкрециями, редким растительным аттритом. Палеонтологически нижняя подсвета на территории охарактеризована слабо из-за малого количества керн. Только в скв. 714 Рогожниковской площади (интервал 2471–2473 м) на границе подсветит определен позднеберриасский аммонит *Bojarkia cf. mesezhnikowi* S c h u l g.

Верхняя подсвета сложена аргиллитами темно-серыми до черных, с коричневатым оттенком, в различной степени битуминозными. Часто встречаются прослои слабобитуминозных листоватых разностей. Обычны пирит, фрагменты рыб.

Возраст отложений свиты во многих скважинах Красноленинского СФЦР определяется находками остатков аммонитов *Dorsoplanitinae*, *Dorsoplanites cf. tricostatus* M i c h l v. [151], *Craspedites ex gr. okensis* (d' O r b.), *C. sp.* (cf. *C. fragilis* T r d.), *C. ex gr. mosquensis* G e r a s., *C. ex gr. taimyrensis* (B o d y l.) [151] и двустворок *Buchia obliqua* (T u l l b.) [141], характеризующих его как средне-позднетитонский. В скв. Ем-Еговская 15 находки аммонитов, сближенных с *Schulginites* или *Hectoroceras*, определяют возраст вмещающих отложений как берриасский [151]. В скв. Ем-Еговская 16 обнаружен берриасский комплекс радиолярий с *Willriedelum salymicum* K o z l o v a, sp. nov. [112].

По положению в разрезе и по сопоставлению с разрезами Чуэльской и других площадей возраст свиты — среднетитонский—ранневаланжинский. В составе свиты выделяется продуктивный нефтеносный пласт «Ю₀». Мощность тутлеймской свиты — до 109 м. К кровле свиты приурочен региональный сейсмический отражающий горизонт Б.

Титонский—готеривский ярусы

Мулымьинская свита (J₃–K_{1m}) выделена в 1972 г. В. Г. Елисеевым и В. С. Бочкаревым со стратотипом по разрезу Мулымьинской скв. 13 в интервале глубин 1511–1582 м, развита в юго-западной части территории в пределах Игримско-Шаимского СФЦР, где согласно залегает на абалакской свите, а сверху имеет постепенный переход к улансынской свите. Мулымьинская свита на территории листа не вскрыта, поэтому показана только на схеме корреляции картографируемых подразделений. На сопредельной территории (лист Р-41) она представлена чередованием битуминозных и небитуминозных глинистых пород и по своим литологическим особенностям подразделяется на две подсветы: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвета сложена темно-серыми, почти черными слабобитуминозными аргиллитами с землистой поверхностью излома, с редкими прослоями листоватых разностей, чередующимися с темно-серыми небитуминозными уплотненными глинами, количество которых вниз по

разрезу возрастает. В некоторых скважинах битуминозные породы окремнены. В основании подсветы встречаются конкреции фосфоритов, единичные зерна глауконита и незначительная карбонатность. По всему ее разрезу наблюдается чешуя и фрагменты скелетов рыб, онихиты, редкие пиритизированные отпечатки двустворок и аммонитов, как правило, плохой сохранности.

Верхняя подсвета по наличию прослоев известняков и сидеритов делится на две пачки. Пачка 1 (7–20 м) представлена аргиллитами темно-серыми до черных, листовато-оскольчатыми до тонкоплитчатых, слабобитуминозными, реже алевритистыми, слюдистыми. К верхней части пачки приурочены многочисленные прослой (до 12 см) глинистых известняков, сопровождающихся довольно большим количеством кокколитов. По разрезу постоянно присутствуют ихтиодетрит, онихиты, пиритизированные ядра бухий, отпечатки аммонитов плохой сохранности, редкие радиолярии, стяжения пирита. Пачка 2 (до 25 м) сложена теми же породами, но карбонатные прослой представлены сидеритами. В кровле пачки установлены остатки аммонитов, характеризующих верхнюю часть нижнеготеривского подъяруса, а также фораминиферы комплекса *Trochammina gyroidiniformis* – *Acruliammina pseudolongata*.

Мулымьинская свита, согласно региональным стратиграфическим схемам [189], охватывает возрастной диапазон от среднего титона до раннего готерива. Мощность — до 100 м. К кровле свиты приурочен отражающий сейсмический горизонт Б.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Берриасский–готеривский ярусы

Ахская свита (*K₁ah*) выделена П. Ф. Ли (1960 г.) со стратотипом в разрезе Уватской опорной скважины (интервал 2100–2710 м). Она распространена на востоке территории в Приобско-Надымском СФЦР. Свита согласно залегает на битуминозных породах баженовской свиты и также согласно перекрывается отложениями черкашинской свиты. В западном направлении глинизируется и замещается нижней частью фроловской свиты. Абсолютные отметки кровли прослеживаются на глубинах от 2600 до 3075 м (рис. 5).

Ахская свита сложена аргиллитоподобными глинами темно-серыми с подчиненными прослоями серых алевролитов, локализующихся обычно в верхней и нижней частях разреза. Повсеместно отмечаются редкие прослой глинистых известняков и сидеритов. Отложения содержат редкие включения пирита, глауконита и обугленных растительных остатков. В наиболее полных и хорошо изученных разрезах свита разделяется на две подсветы.

Нижняя подсвета, согласно региональным стратиграфическим схемам, расчленяется на три толщи. Нижняя толща I (подачимовская) представлена аргиллитами или аргиллитоподобными глинами темно-серыми,

буровато-серыми до черных, битуминозными, плитчатыми, с редкими маломощными прослоями и линзовидными образованиями алевролитов, песчаников, сидеритов, реже известняков. Породы содержат скопления и рассеянные зерна пирита и сидерита. Мощность глин редко достигает 100 м, обычно не превышая 25 м.

Выше залегает локально развитая сложнопостроенная толща 2 (ачимовская). Нижняя граница ее довольно четкая, верхняя — скользящая. В нижней части разреза толща представлена незакономерными, часто линзовидно-переслаивающимися песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитоподобных глин. Песчаники серые и светло-серые, часто с известковистым цементом, мелко- и среднезернистые. Алевролиты серые, тонкослоистые, плотные, прослоями глинистые, аркозовые с кварцево-глинистым цементом. Глины серые и темно-серые, с мелкими присыпками углистого детрита. Верхняя часть ачимовской толщи сложена серыми, темно-серыми, часто алевролитистыми глинами с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. В составе толщи выделяются сложнопостроенные продуктивные нефтеносные пласты «Ач». В западном и северо-западном направлениях количество и мощность алевроито-песчаных прослоев сокращается, толща выклинивается. Мощность ачимовской толщи варьирует от 46 м (скв. 30, Западно-Салымская площадь) до 171 м (скв. 76, Правдинская площадь).

Верхняя толща 3 (надачимовская) сложена темно-серыми плитчатыми аргиллитоподобными тонкоотмученными, нередко слюдистыми глинами с зернами пирита. Встречаются линзовидные прослои и конкреции кальцитового и сидеритового составов, линзовидные прослои в различной степени карбонатных алевролитов и глинистых песчаников. Для слюдистых глин характерна трещиноватость под углом до 60° к плоскости напластования, вследствие чего породы имеют ярко выраженный ступенчатый скол. Мощность нижней подсвиты изменяется от 244 м (Средне-Шапшинская площадь) до 335 м (скв. 10, Верхнесалымская площадь).

Верхняя подсвита представлена темно-серыми тонкоотмученными тонкопараллельно- или слабоволнистослоистыми плитчатыми аргиллитоподобными глинами с единичными линзообразными прослоями светло-серых глинистых песчаников и алевролитов. Песчаники слабокарбонатные с включением углистого детрита и слюдистого материала. Алевролиты серые разномзернистые, глинистые с налетом углисто-слюдистого материала, подчеркивающим тонкую горизонтальную либо наклонноволнистую слоистость. В глинах встречены пиритизированные водоросли, небольшие стяжения пирита и линзочки сидерита. В составе верхней подсвиты песчаники объединены в продуктивные нефтеносные пласты группы «БС» с индексацией от 1 до 13.

В нижней подсвите ахской свиты встречены аммониты берриас-ранневаланджинского облика на Северо-Камынской и Нижнесортгымской площадях и ранневаланджинский *Siberiptychites* sp. на Нижнесортгымской площади (скв. 210, интервал 2787–2799 м). На Ватлорской площади выявлен комплекс фораминифер, близкий по составу к *Orientalia(?) bacula*, но содержащий и более древние формы *Verneuillinoides* sp., *Ammobaculoides* sp., *Evolutinella* sp., позволяющие датировать вмещающие породы

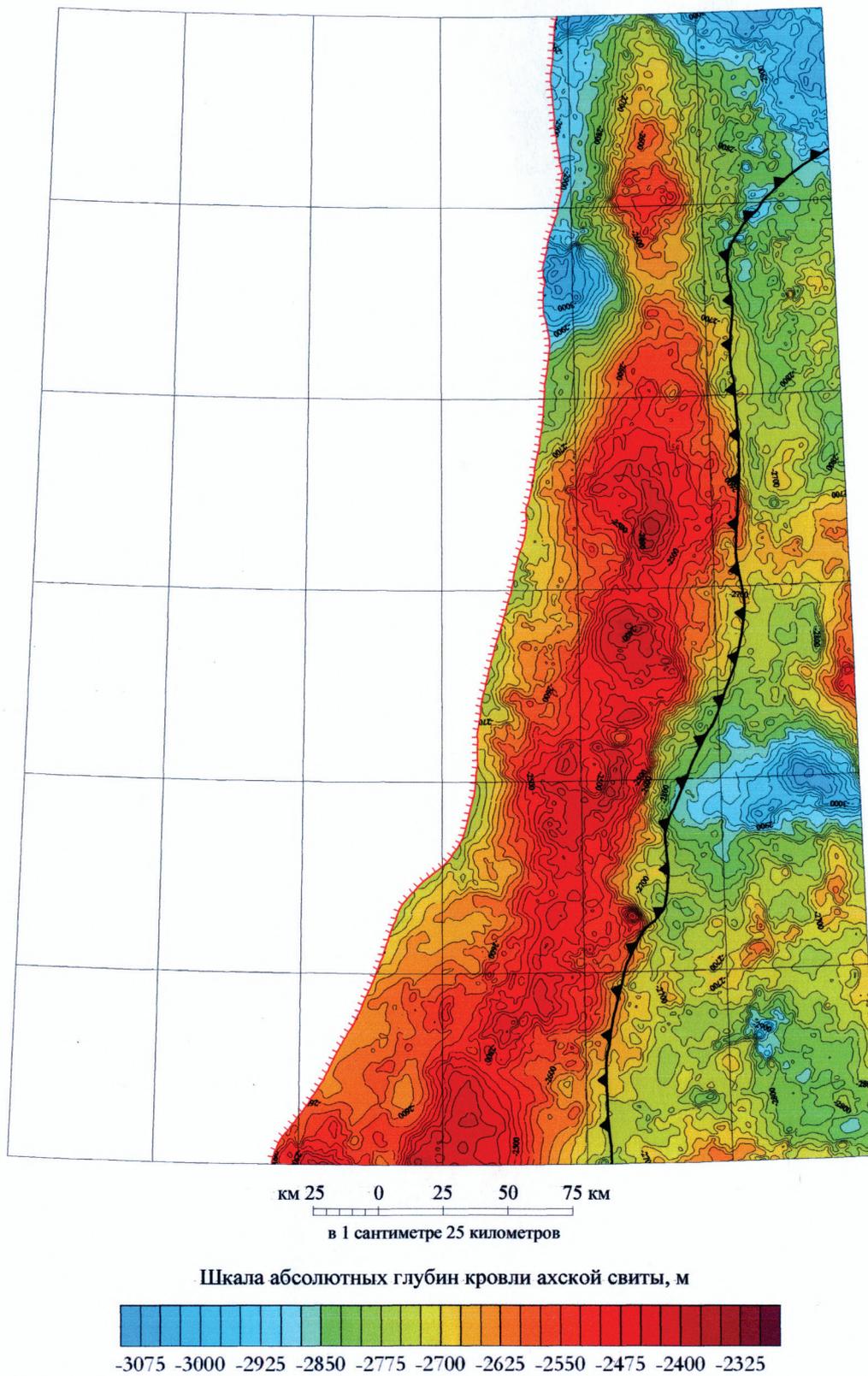


Рис. 5. Структурная карта по кровле ахской свиты. Составил К. В. Коркунов.

-  Граница примыкания ахской свиты к кровле баженовской свиты
-  Кромка шельфа на начало формирования пластов «АС₁₀₋₁₂»

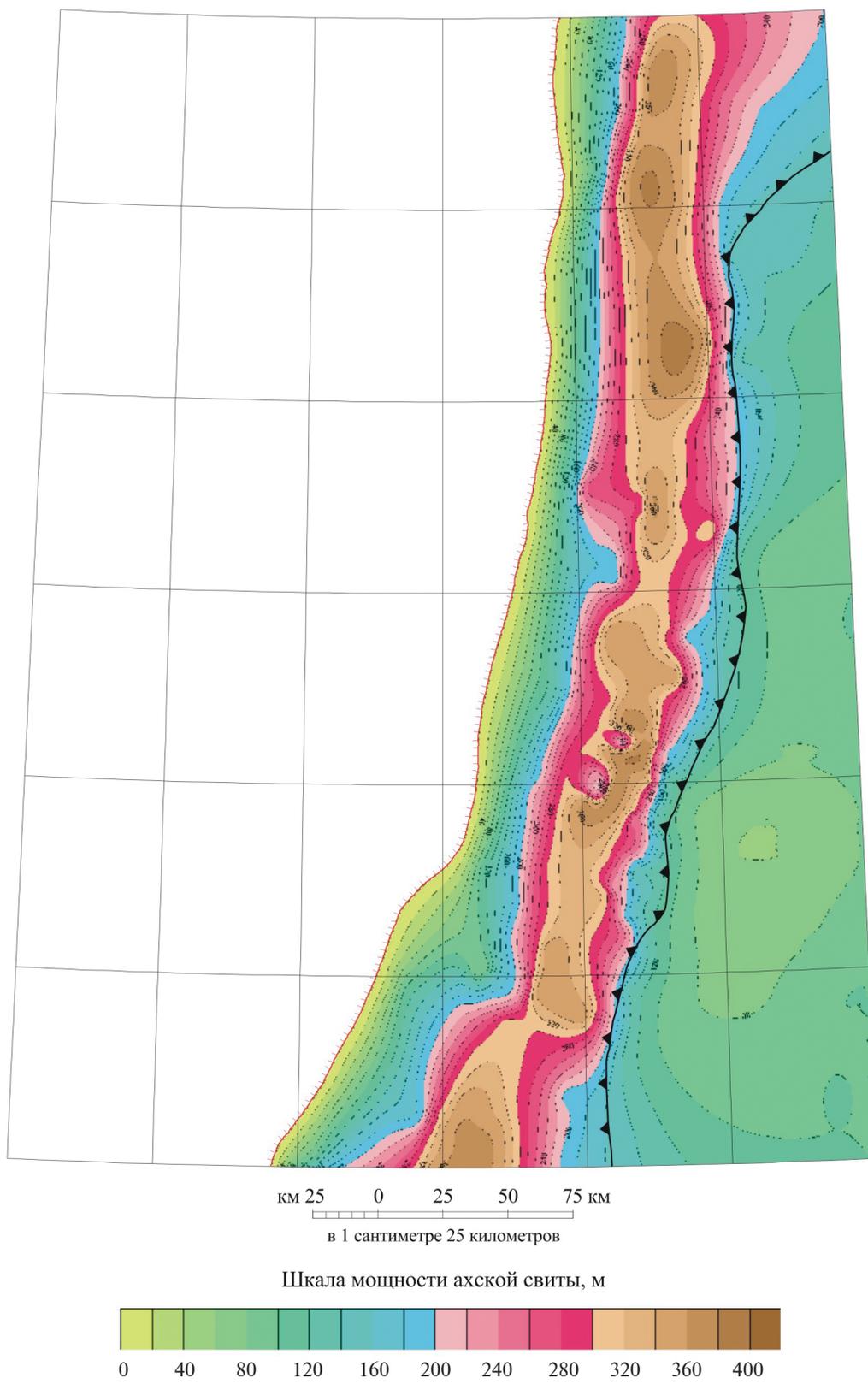


Рис. 6. Карта мощности ахской свиты. Составил К. В. Коркунов.

- 
 Граница примыкания ахской свиты к кровле баженовской свиты
- 
 Кромка шельфа на начало формирования пластов «АС₁₀₋₁₂»

берриас-валанжинским возрастом. Аммониты определялись Н. П. Вячкилевой, Т. Ф. Зайцевой; двустворки — А. И. Лебедевым и А. С. Турбиной; фораминиферы — Н. А. Белоусовой, Е. Д. Богомяковой, В. И. Нохриной, М. И. Таначевой, Т. С. Безруковой.

Верхняя подсвита охарактеризована переходным валанжин-готеривским комплексом фораминифер, а также готеривским — *Trochammina gyroidiniformis* и *Acruliammina pseudolonga* (Нижнесортымская скв. 210, интервал 2358–2367 м). На Айпимской площади (скв. 6, интервал 2447–2455 м) встречены аммониты *Homolomites* sp. (валанжин-готерив), *Speetoniceras* sp. ind. (ранний готерив), двустворчатые моллюски *Buchia sublaevis* (Кеуs.), *B. aff. keyserlingi* (Tr d.), *Malletia taimyrica* S a n i n, *Oxytoma zacharovi* T u g b i n a, *Astarte veneriformis* Z a k h a g o v и др. Аммониты рода *Speetoniceras* sp. установлены также в скважинах Казымской и Верхнеказымской площадей. По комплексу палеонтологических данных возраст ахской свиты установлен берриас-раннеготеривским. Формирование отложений свиты происходило в морских условиях. В составе свиты выделяются продуктивные пласты «БС_{1–13}», «АС_{10–12}», с которыми связаны месторождения нефти. Мощность ахской свиты на территории достигает 380 м (рис. 6).

Сортимская свита (K_{1sr}) имеет незначительное распространение на востоке в пределах Сургутского СФЦР, где согласно залегает на баженовской свите и перекрывается усть-балыкской свитой. Сортимская свита расчленяется на три (согласно РСС) толщи.

Толща 1 (подачимовская) слагается глинами аргиллитоподобными, темно-серыми, с горизонтальной микрослоистостью, прослоями — слабобитуминозными.

Толща 2 (ачимовская) сложена песчаниками серыми, часто известковистыми с прослоями темно-серых аргиллитоподобных глин, с аммонитами.

Толща 3 (надачимовская) — глины аргиллитоподобные темно-серые, реже серые, линзовидно-горизонтальные, внизу полосчатые, вверху прослоями слюдистые со ступенчатым изломом, следами оползания, с двустворками и аммонитами. Иногда в верхах встречаются песчаники. Согласно региональным стратиграфическим схемам мезозойских отложений (2004 г.), возраст сортимских осадков считается позднеберриасским–ранневаланжинским. Общая мощность свиты — до 280 м.

Усть-балыкская свита (K_{1ub}) выделена Ю. В. Брадучаном и Г. К. Боярских в 1967 г. (по пос. Усть-Балык). Она развита в тех же границах, что и сортимская (Сургутский СФЦР), согласно залегает на ней и имеет такой же контакт с перекрывающей сангопайской свитой. По своим литологическим особенностям свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю, обе подсвиты также имеют двучленное строение.

Нижняя подсвита. Пачка 1 сложена песчаниками серыми, с прослоями уплотненных глин, содержащих двустворки. Мощность — 45–60 м. Пачка 2 (сармановская) включает глины аргиллитоподобные, преимущественно тонкоотмученные, темно-серые, в единичных прослоях зеленовато-серые, слабокомковатые. В средней части — песчаники серые. Мощность пачки — 30–55 м. Мощность нижней подсвиты достигает 110 м.

Верхняя подсвита. Пачка 1 — песчаники серые, ритмично чередующиеся с подчиненными прослоями уплотненных серых глин, с аммонитами, двустворками. Мощность — до 120 м. Пачка 2 (пимская) сложена глинами аргиллитоподобными темно-серыми с коричневатыми каемками просвечивания, преимущественно тонкоотмученными, серповидно-оскольчатыми, с двустворками. Мощность пачки — до 40 м. Мощность верхней подсвиты составляет 160 м, а свиты в целом — 270 м.

Согласно региональным стратиграфическим схемам мезозойских отложений (1991 г.), возраст усть-балыкских осадков определяется ранневаланжинским—раннеготеривским.

Алясовская свита (K_{1as}) выделена П. Ф. Ли (1960 г.) по разрезу, вскрытому Березовской опорной скважиной, где, по современным данным, она залегает в диапазоне глубин 1236—1306 м. Свита имеет незначительное развитие на крайнем северо-западе в Березовском СФцР, скважинами на территории листа не вскрыта. Она согласно залегает на тутлеймской свите, а верхний контакт с леушинскими отложениями постепенный и в ряде случаев трудноуловимый.

Свита сложена глинами темно-серыми, серыми аргиллитоподобными, тонкоотмученными, с мелкораковистым изломом, прослоями плитчатыми, с многочисленными прослойками глинистых сидеритов и глинистых известняков с текстурой «конус в конус».

Алясовская свита хорошо охарактеризована палеонтологически на сопредельной территории (лист Р-41), на основании этих данных и положения в разрезе возраст свиты определяется как ранневаланжинский—раннеготеривский. Мощность ее составляет 100—120 м.

Улансынская свита (K_{1ul}) выделена В. А. Лидером со стратотипом на р. Толья в Северососьвинском бурогольном бассейне (Северо-Приуральская подзона). Она развита в Игримско-Шаимском СФцР на крайнем юго-западе территории, скважинами на территории листа не вскрыта. Свита согласно залегает на мулымьинских отложениях, в ряде случаев ее отделяет небольшой перерыв от абалакской свиты. Контакт с вышезалегающей леушинской свитой согласный.

Улансынская свита представлена глинами аргиллитоподобными серыми до темно-серых, от тонкоотмученных до алевролитистых, с прослоями глинистых известняков с фунтиковой текстурой, с карбонатными конкрециями. По всему разрезу свиты (на сопредельной территории) выявлены спорово-пыльцевые спектры, характерные для готерива. На основании этих данных и учитывая положение в разрезе, свита относится к раннему готериву. Мощность ее — до 100 м.

Готеривский—барремский ярусы

Черкашинская свита ($K_{1čk}$). Выделена коллективом авторов в 1967 г. [27] со стратотипом в интервале 1948—2100 м Уватской опорной скважины (лист О-42). Территория ее распространения, как и ахской свиты, ограничена Приобско-Надымским СФцР, где она с востока окаймляет зону развития фроловской свиты. Контакт с подстилающими породами ахской свиты и перекрывающими алымскими отложениями — согласный.

Свита вскрыта на глубинах от 2090 до 2335 м (абс. отм. минус 2250–2010 м). Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитоподобными глинами. По соотношению сложночередующихся и сложнопостроенных пластов песчаников, алевролитов и глин в составе свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита на большей части территории расчленяется на три пачки. В западной и северо-западной частях, где происходит глинизация разреза и выклинивание песчано-алевритовых пластов, в составе нижней подсвиты нижние пачки по каротажу неразделимы, а верхняя выделяется условно. Пачка 1 представлена чередованием сероцветных песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями серых глин. Глины от тонкоотмученных до алевритистых с тонкопараллельной и линзовидной слоистостью. В породах часто встречается углистый детрит, рассеянный в толще породы либо в виде намывов. В глинах отмечаются пиритизированные водоросли и небольшие стяжения пирита и сидерита. Породы участками карбонатные. Встречаются единичные прослои сильноизвестковистых глин с текстурой «конус в конус». В западном направлении происходит глинизация разреза, пески и алевролиты выклиниваются, как правило, по линии Верхнеляминская–Лунгорская площади. В разрезе пачки выделяются песчаные пласты сложного строения «АС_{9–12}». Наиболее выдержанными и широко распространенными являются пласты песчаников «АС₁₀» и «АС₁₁». Абсолютные отметки кровли пласта «АС₁₁» изменяются от –2205 м на Айпимской площади (по данным бурения) до –2400 м в наиболее погруженных частях на западе (по сейсмическим данным). Общая мощность песчаных пластов не превышает 35–40 м. Пласты «АС₁₀» и «АС₁₁» полностью выклиниваются на западных склонах Верхнеляминской и Айпимской площадей. Мощность пачки — от 70 до 212 м.

Пачка 2 нижней подсвиты представлена чередованием серых глин и линзовидно-волнистых алевролитов с подчиненными прослоями глинистых песчаников. На плоскостях напластования часто наблюдается обугленный растительный детрит. Нефтеносные пласты «АС₇» и «АС₈» толщиной редко более 10 м развиты, преимущественно, на юго-востоке площади, в западном и северо-западном направлениях они быстро глинизируются и выклиниваются. Граница между пачками 2 и 3 здесь становится весьма условной. Мощность пачки 2 изменяется от 31 до 85 м.

Пачка 3 (быстринская) представлена тонкоотмученными темно-серыми аргиллитоподобными глинами с редкими пиритизированными водорослями. На юго-востоке в составе пачки присутствуют не выдержанные по толщине и простираию алевроито-песчаные линзовидные прослои, обособляемые в пласт «АС₇». Мощность пачки изменяется в пределах 12–20 м. Мощность подсвиты достигает 300 м.

Верхняя подсвита черкашинской свиты представлена чередованием линзовидных прослоев сероцветных песчаников и алевролитов, приуроченных преимущественно к нижней части подсвиты, с пластами линзовидно-волнистослоистых, иногда алевритистых глин. Встречаются слабокарбонатные разности. По плоскостям напластований присутствуют углистый и углисто-слюдистый детрит. Вверх по разрезу в западном и северо-западном направлениях происходит глинизация разреза подсвиты.

Алеврито-песчаные прослои выделяются в пласты «АС₆₋₄» суммарной мощностью до 20 м, редко более. Мощность подсвиты — 50–90 м.

Палеонтологически свита в районе охарактеризована слабо. В нижней пачке нижней подсвиты Н. П. Вячкилевой определены аммониты раннеготеривского рода *Speetonicerias*, а А. И. Лебедевым — морские валанжин-готеривские двустворчатые моллюски *Astarte veneriformis* Z a k h a r o v и *Oxytoma artcostata* Z a k h. Е. Д. Богомяковой выявлен комплекс фораминифер готерива *Trochammina fusca* (Июльская скв. 218, интервал 2372–2387 м). Г. Е. Рыльковой определены фораминиферы, предположительно характерные для готерив-барремского времени: *Haplophragmoides* sp. (типа *Infracretaceonus* M i a t l.), *Trochammina gyroidiniformis* M i a t l., *Acrulammina pseudolonga* S u b b., *Globulina* sp. и др. (скв. 12, Верхнесалымская площадь, интервал 2178–2183 м). По спорово-пыльцевым спектрам, в составе которых наряду с *Cicatricosisporites* spp., *Ligodium* spp., *Leiotriletes* spp. присутствуют *Pinaceae* и *Ginkgoaceae* и встречаются *Taxodiaceae*, *Sphagnum* spp. и др., выделенным как в основании свиты, так и в прикровельной ее части, возраст свиты определен как готерив-барремский (данные Т. С. Безруковой, М. А. Перегудовой, Т. А. Сологуб, Г. Л. Рыбак, Л. Б. Сидоренковой по площадям: Айпимской, скв. 10, интервал 2324–2430 м; Верхнелунгорской, скв. 60, интервал 2400–2590 м; Верхнеляминской, скв. 5, интервал 2450–2468 м). По палеонтологическим данным, положению в разрезе и корреляции с соседними территориями возраст черкашинской свиты определен раннеготеривским—барремским. Формирование отложений черкашинской свиты началось в условиях внутреннего мелководного моря, а завершилось в замкнутом опресненном озере-море. С песчаными пластами группы «АС» связаны месторождения нефти.

Общая мощность свиты изменяется от 150 до 400 м.

С а н г о п а й с к а я с в и т а (K_{1sn}) выделена Ю. В. Брадучаном (1967 г.) по пос. Сангопай Ханты-Мансийского автономного округа. Пользуется незначительным распространением на востоке территории (Сургутский СФЦР). Сангопайская свита согласно залегает на усть-балыкской свите и перекрывается алымской свитой. Свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена двумя пачками. Пачка 1 — песчаники и алевролиты серые и зеленовато-серые, чередующиеся в сложном сочетании с глинами аргиллитоподобными и комковатыми серыми и зеленовато-серыми, с зеркалами скольжения, с двустворками. Пачка 2 (быстринская) сложена глинами аргиллитоподобными серыми, темно-серыми, тонкоотмученными, с единичными фораминиферами.

Верхняя подсвита представлена песчаниками и алевролитами серыми, зеленовато-серыми, чередующимися с глинами серыми, зеленовато-серыми, комковатыми, с зеркалами скольжения, в кровле иногда каолинизированными, отмечены единичные прослои пестроцветных глин.

По положению в разрезе и согласно региональным стратиграфическим схемам мезозойских отложений возраст сангопайских осадков определяется раннеготеривским—барремским. Мощность свиты — до 180 м.

Готеривский—аптский ярусы

Леушинская свита (K_1ls) выделена П. Ф. Ли в 1955 г. с лектостратотипом по разрезу Леушинской опорной скважины. Она имеет незначительное развитие в крайних северо-западной и юго-западной частях территории (Игримско-Шаимский и Березовский СФцР), где согласно залегают на ахской свите (у локальных поднятий с угловым несогласием перекрывает тутлеймскую свиту) и перекрывается без видимых следов размыва породами кошайской свиты.

Леушинская свита представлена чередующимися пачками и прослоями серых, зеленовато-серых аргиллитоподобных глин, алевролитов, содержащих подчиненные пропластки песчаников, глинистых известняков и сидеритов. По степени глинизации в свите выделяются (снизу вверх) четыре пачки: 1 — глинистая; 2 — песчано-алевритовая; 3 — верхняя глинистая; 4 — песчано-алевритовая.

Пачка 1 сложена глинами серыми, в различной степени алевритистыми, с гнездами, линзами и маломощными прослоями алевролитов и глинистых известняков.

Пачка 2 представлена серыми тонкослоистыми алевролитами с подчиненными прослоями алевроитовых глин и глинисто-алевритовых известняков. На поверхности напластования присутствуют чешуйки мусковита и обильный растительный детрит.

Пачка 3 — глины аргиллитоподобные серые, участками зеленовато-серые, с прослоями алевролитов и глинистых сидеритизированных известняков. На контактах слоев отмечаются скопления углефицированного растительного детрита.

Пачка 4 представлена алевролитами серыми, с подчиненными прослоями песчаников и глин. На поверхностях напластования часты намывы углефицированного растительного детрита.

Накопление осадков леушинской свиты происходило в морских и прибрежно-морских условиях. Палеонтологически свита не охарактеризована. В спорово-пыльцевых комплексах [185] доминируют *Gleicheniaceae* (10–40 %), многочисленна группа *Leiotriletes–Coniopteris*, характерно присутствие *Lygodium*. В пыльцевой части следует отметить появление зерен *Gnetactaeapollenites*. По положению в разрезе и палинологическим данным возраст свиты принят позднеготеривским—раннеаптским. Мощность леушинской свиты — до 300 м.

Берриасский—аптский ярусы

Фроловская свита (K_1fr) выделена П. Ф. Ли, И. И. Нестеровым (1960 г.) со стратотипом по разрезу Малоатлымской опорной скважины (интервал 1828–2450 м). Развита в западной части площади листа (Фроловский СФцР). Фроловская свита без видимого перерыва залегают на тутлеймской свите и согласно перекрывается кошайской свитой.

В восточной части области развития фроловская свита согласно залегают на баженовской свите и согласно перекрывается кошайской свитой.

На остальной части территории низы свиты замещаются битуминозными глинами верхней подсвиты тутлеймской свиты. Керном свита охарактеризована слабо, за исключением разреза Малоатлымской опорной скважины. По имеющимся данным и материалам смежных районов, фроловская свита сложена однородными серыми аргиллитоподобными глинами, иногда алевритистыми, слюдистыми, с подчиненными прослоями глинистых алевролитов, песчаников, линзами сидеритов и глинистых известняков незначительной мощности, часты включения тонкодисперсного пирита и углистого детрита. В основании свиты отмечаются слабобитуминозные разности. Алевролиты серые, темно-серые глинистые, иногда карбонатные, с мелкими линзами и тонкими прослоями серых алевритистых аргиллитов. Песчаники серые, темно-серые мелкозернистые, плохо отсортированные, с многочисленными линзочками и прослоями аргиллитов, придающих породе линзовидно-волнистую текстуру.

В нижней части разреза свиты отмечается обогащение глинистых пород терригенным материалом. Появляются прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые коррелируются с ачимовской толщей восточных районов. Ачимовская толща не имеет повсеместного распространения. Песчаные пласты, по наличию которых она выделяется в разрезах скважин, не выдержаны по простиранию и довольно быстро замещаются глинистыми породами. Слабое опесчанивание наблюдается в верхней части свиты, однако ближе к кровле породы вновь становятся однородными. К свите приурочены нефтеносные продуктивные пласты «АС₄₋₇» и «АС₁₂».

Возраст фроловской свиты определен С. И. Пуртовой по Малоатлымской опорной скважине [257], в разрезе которой присутствуют аптский (интервал 1828–1831 м), готерив-барремский (интервал 1834–1965 м) и валанжинский (интервал 1984–2422 м) спорово-пыльцевые комплексы. По корреляции со смежными районами и положению в разрезе он установлен как берриас-раннеаптский в восточной части распространения (в области развития баженовской свиты) и как ранневаланжинский–раннеаптский в зоне замещения низов фроловской свиты отложениями верхней подсвиты тутлеймской свиты. Накопление осадков происходило в обстановке внутреннего моря со слабыми течениями, а с конца готерива — в условиях замкнутого озера-моря. Присутствие пирита и сидерита свидетельствует о слабовосстановительной среде. Мощность — до 900 м.

Аптский ярус, нижний подъярус

Алымская свита выделена в составе двух подсвит в Уватской опорной скважине (Ю. В. Брадучан, 1969 г.) и распространена в восточной части территории в Приобско-Надымском и Сургутском СФцР, где согласно залегает на породах черкашинской и сангопайской свит и перекрывается отложениями викуловской свиты. В западном направлении алымская свита замещается кошайской и верхами фроловской свит. По своим литологическим особенностям и электрокаротажным данным алымская свита подразделяется на две подсвиты.

Н и ж н е а л ы м с к а я п о д с в и т а (K_1al_1) по характеру распределения алевритового материала делится на две пачки. Для нижней пачки (70 м) характерны однородные алевритистые аргиллитоподобные глины с подчиненными прослоями, гнездами и линзами алевролитов. Верхняя пачка мощностью 60–100 м содержит значительно большее количество слабоале-вритистых разностей. Алеврито-песчаные прослои выделяются в пласты «АС₁₋₄». Участками породы слабокарбонатные, встречаются сильноизвестковистые прослои и глинистые известняки. Отмечаются биотурбированные разности. В западном направлении граница между пачками теряется. Мощность нижней подсвиты изменяется от 20 м на юге до 190 м на севере.

В е р х н е а л ы м с к а я п о д с в и т а (K_1al_2) подразделяется на две близкие по мощности пачки: нижнюю — преимущественно глинистую, сложенную однородными тонкоотмученными темно-серыми глинами с редкими линзочками алевролитов; верхнюю — с частыми прослоями, линзами и намывами алевритового материала, нередко с обильным углистым детритом на плоскостях наслоения. Мощность верхней подсвиты изменяется от 45 до 100 м.

В глинах алымской свиты выявлены единичные фораминиферы, не позволяющие произвести точное определение возраста. В скв. 60 Верхнелунгорской площади (интервал 2201–2216 м) Т. А. Сологуб и Г. Л. Рыбак установили аптский комплекс спор и пыльцы с обильными *Pinaceae*, *Leiotriletes* spp., многочисленными *Gleicheniaceae*, *Anemia*, *Pelletieria* и единичными другими формами. Спорово-пыльцевые комплексы, определенные З. А. Войцель [261] в Уватской опорной скважине (лист О-42), характеризуются примерно равным соотношением спор и пыльцы голосеменных растений. Среди спор папоротников преобладают *Schizaeaceae* (M o h r i a и др.); большую роль играют споры семейства *Osmundaeeae*. В небольших количествах присутствуют *Xyatheaceae*, *Dicksoniaceae*, *Gleicheniaceae*. В пыльцевом спектре преобладает пыльца *Coniferae* и *Brachyphyllum*. По положению в разрезе и по сопоставлению с хорошо палеонтологически изученными районами установлено раннеаптское время формирования отложений алымской свиты. Накопление осадков происходило в условиях замкнутого опресненного бассейна. К свите приурочен отражающий сейсмический горизонт М. Накопление осадков происходило в морских и частично прибрежно-морских условиях. Мощность свиты в целом достигает 250 м.

К о ш а й с к а я с в и т а ($K_1kš$) в ранге самостоятельного стратиграфического подразделения выделена П. Ф. Ли в 1954 г. Лектостратотип ее принят по разрезу Леушинской опорной скважины в диапазоне глубин 1366–1402 м. Свита имеет незначительное распространение в Игримско-Шаимском, Березовском и Фроловском СФцР, где согласно залегают на породах леушинской и фроловской свит и также согласно перекрывается викуловской свитой. В восточном направлении она переходит в осадки верхней подсвиты алымской свиты.

Для кошайской свиты характерно однообразие литологического состава, выдержанность по всей площади распространения. Сложена она темно-серыми и серыми аргиллитоподобными глинами с редкими прослоями

алевроитов и глинистых известняков. По степени содержания алевроитового материала свита подразделяется на две пачки.

Пачка 1 (нижняя) представлена темно-серыми тонкоотмученными аргиллитоподобными глинами, содержащими тонкие единичные прослои алевролитов и глинистых известняков. Отмечается в небольших количествах углистый детрит. Мощность — 20–45 м.

Пачка 2 (верхняя) сложена темно-серыми, серыми тонкоотмученными глинами с прослоями алевролитов серых, слюдистых, тонкослоистых, плотных и глинистых известняков с текстурой «конус в конус». Алевроитовый материал часто образует мелкую линзовидно-гнездообразную слоистость, характерную для неглубокого моря со слабой динамикой водной среды. Углистый детрит более обильный. Мощность пачки колеблется от 7 до 20 м.

Палеонтологическое обоснование возраста кошайской свиты ограничивается спорово-пыльцевыми комплексами, определенными З. А. Войцель в Уватской опорной скважине (лист О-42) и датируемыми аптским временем. К свите приурочен сейсмический отражающий горизонт М. Мощность свиты — до 60 м.

Аптский ярус, средний–верхний подъярусы

Викуловская свита (K_1vk) выделена Н. Н. Ростовцевым (1954 г.) в скважинах Викуловской площади без указания стратотипа с кошайской пачкой в основании. Лектостратотип викуловской свиты предложен Ю. В. Брадучаном в скв. 2 Викуловской площади (интервал 1295–1422 м). Викуловская свита согласно залегает на алымской и кошайской свитах и трансгрессивно перекрывается ханты-мансийской свитой. Глубина залегания кровли прослеживается на абс. отм. минус 850–1800 м (рис. 7). В изученных разрезах свита расчленяется по соотношению алевроито-глинистых разностей на нижнюю (глинисто-алевроитовую) и верхнюю (алевроитовую) подсвиты.

Нижняя подсвита сложена серыми, светло-серыми алевролитами, алевроитами, уплотненными темно-серыми глинами с прослоями глинистых известняков. Вверх по разрезу количество глинистого материала постепенно сокращается. В глинах много линз и прослоев алевроитового мучнистого материала, а также растительного детрита. Часто отмечается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием миллиметровых слоев глинистого и алевроитового материала. По плоскостям напластования наблюдаются блестки слюды и растительный детрит. Мощность нижней подсвиты — от 79 м (скв. 12, Верхнесалымская площадь) до 178 м (скв. 1, Фроловская площадь).

Верхняя подсвита представлена алевроитами и алевролитами серыми и светло-серыми с подчиненными прослоями известняков, песчаников и алевроитовых (иногда аргиллитоподобных) глин. Породы содержат много обугленного растительного детрита. Алевролиты серые плотные, неяснослоистые, иногда тонко-горизонтальноволнистые, со скоплениями чешуек слюды и углистого материала по плоскостям наслоения. Цемент глинистый, реже известково-глинистый. Глины серые, темно-серые

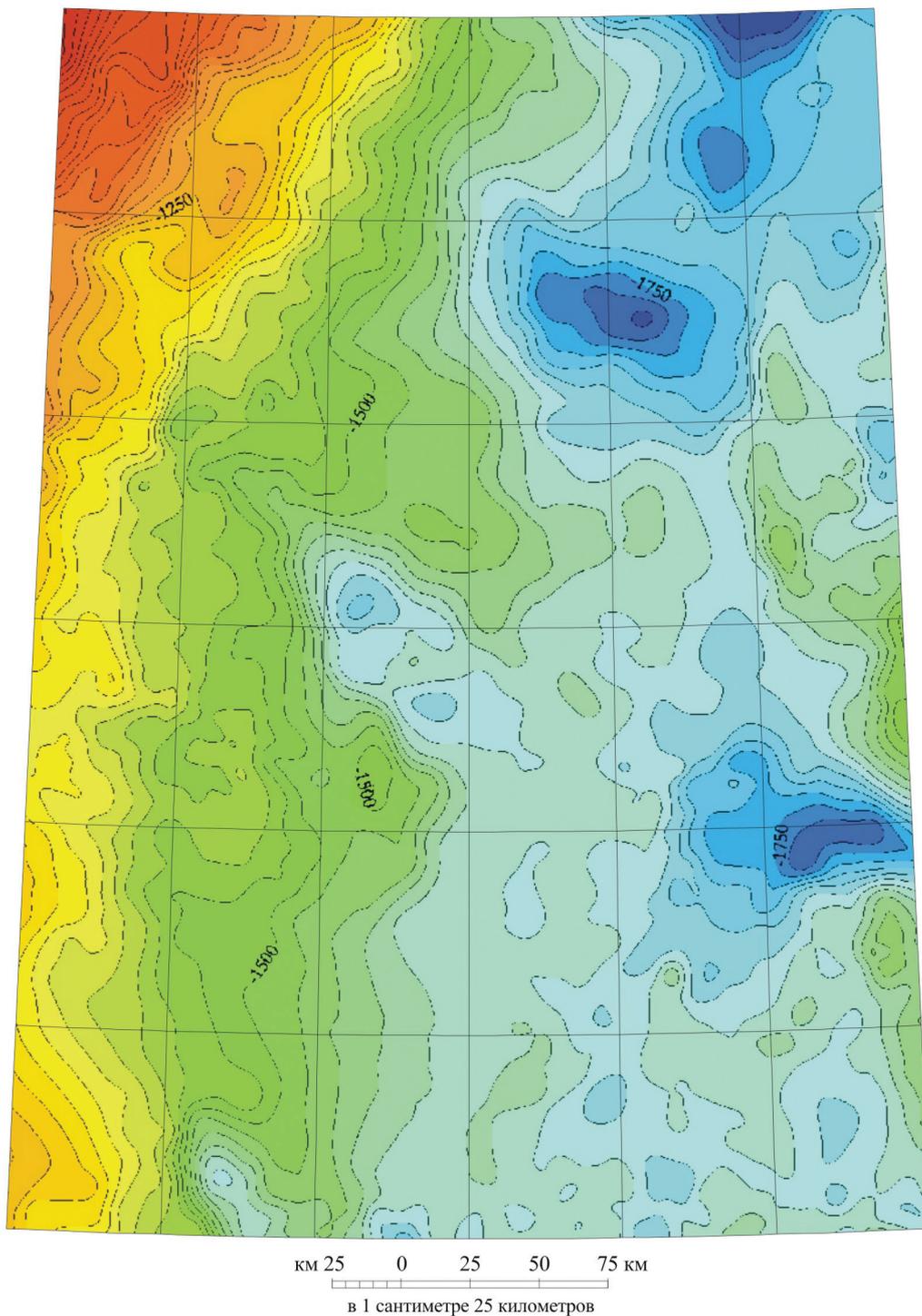
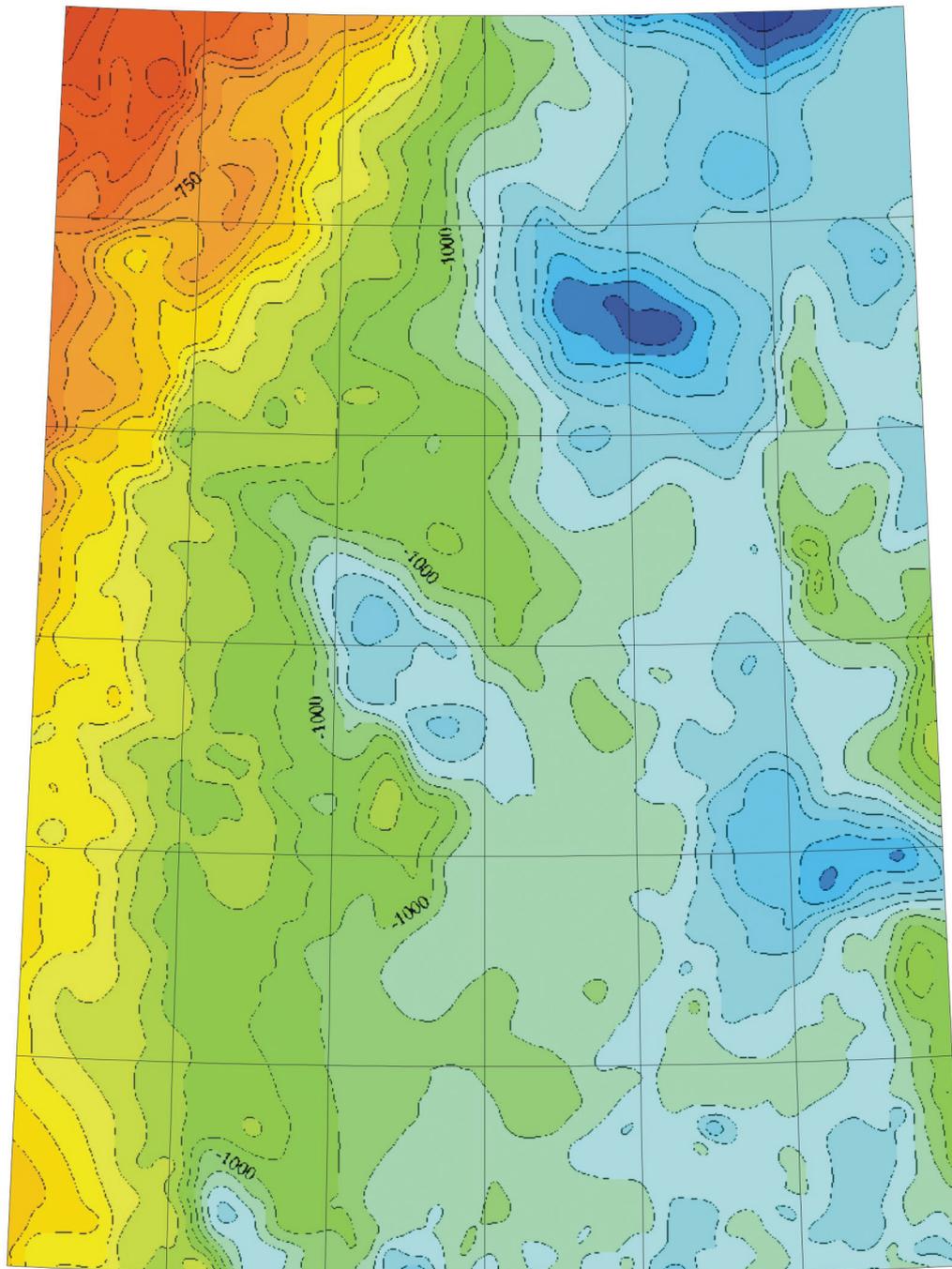


Рис. 7. Структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту М (кровля викуловской свиты). Составил К. В. Коркунов.



км 25 0 25 50 75 км
 в 1 сантиметре 25 километров

Шкала абсолютных отметок отражающего горизонта Г, м



Рис. 8. Структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту Г (кровля уватской свиты). Составил К. В. Коркунов.

плотные, неяснослоистые; отмечен пирит. Известняки преимущественно пелитоморфные плотные, неслоистые. В разрезе Хантымансийской опорной скважины наблюдается тонкое чередование описанных типов пород с преобладанием аргиллитоподобных глин, отмечаются единичные прослои пелитоморфного сидерита коричневого цвета. Мощность верхней подсвиты — 135–175 м.

В Малоатлымской опорной скважине С. И. Пуртовой выделены спорово-пыльцевые комплексы аптского возраста с преобладанием спор папоротникообразных растений. На Верхнеляминской площади (скв. 5, интервал 1750–1824 м) Т. С. Безруковой и Ю. Ф. Широковой выявлен спорово-пыльцевой комплекс апта. По положению в разрезе и с учетом всех палеонтологических данных возраст свиты устанавливается как средне-позднеаптский. Накопление осадков происходило в условиях мелководного опресненного бассейна.

В составе свиты выделяются продуктивные нефтеносные горизонты (пласты «ВК₁₋₂»), с которыми связаны месторождения нефти. К кровле свиты приурочен отражающий сейсмический горизонт М¹. Мощность свиты — до 350 м.

Альбский ярус

Ханты-мансийская свита (K₁hm) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. по разрезу Хантымансийской опорной скважины (интервал 1371–1665 м). Распространена повсеместно, на викуловской свите залегает трансгрессивно, согласно перекрывается уватской свитой. По литологическим особенностям ханты-мансийская свита подразделяется на две подсвиты: преимущественно глинистую нижнюю и алеврито-глинистую верхнюю.

Нижняя подсвита сложена глинами аргиллитоподобными темно-серыми, преимущественно тонкоотмученными, плитчатыми, участками в разной степени алевритистыми с редкими прослоями алевролитов, глинистых известняков и сидеритов. В основании некоторых разрезов прослеживаются слабоотсортированные глауконитсодержащие песчаники мощностью до первых метров. Породы содержат растительный детрит, пиритизированные водоросли. В разрезе Хантымансийской опорной скважины отмечается тонкое ритмичное чередование алевролитов и глин. Редкие маломощные прослои известняков имеют микрозернистую структуру. Сидериты микрозернистые и пелитоморфные темно-коричневого цвета, плотные, с раковистым изломом. Мощность нижней подсвиты составляет 126–165 м.

Верхняя подсвита сложена мелководноморскими аргиллитоподобными глинами темно-серыми, серыми, алевритовыми, с прослоями алевролитов, реже тонкозернистых песков, приуроченных в основном к средней части разреза. В западной части территории (в ряде разрезов на Каремпостской, Сосновомысской, Талинской, Пальяновской, Хотлохской и Поснокортской площадях) происходит общее опесчанивание разреза свиты. Характерной особенностью является наличие на плоскостях

напластования обугленного растительного детрита и пиритизированных водорослей. Мощность верхней подсвиты — 129–171 м.

В отложениях свиты (Хантымансийская опорная скважина) В. И. Бодылевским определен *Cleoniceras bicurvatoides* Sinz. среднеальбского возраста. Возрастное положение свиты подтверждается многочисленными находками альбских фораминифер, определенными З. И. Булатовой, В. И. Романовой, Р. Х. Липман и В. Ф. Козыревой в разрезах Хантымансийской и Малоатлымской опорных скважин, где установлены *Ammobaculites fragmentarius*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*, характерные для среднего и верхнего альба. В Малоатлымской опорной скважине С. И. Пуртова [257] выявила альбские спорово-пыльцевые комплексы. Здесь же установлены поздне-среднеальбские иноцерамусы *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods (интервалы 1334–1348 и 1362–1369 м). Альбские комплексы фораминифер *Ammobaculites fragmentarius* и *Gaudryina tailleuri* выявлены О. Т. Киселевой в скважинах Рогожниковской (скв. 711, интервал 1548–1561 м; скв. 718, интервал 1586–1592 м) и Унлорской (скв. 3, интервал 1674–1683 м) площадей.

Формирование ханты-мансийской свиты происходило в раннем альбе преимущественно в условиях опресненного бассейна, сменившегося нормальноморским бассейном к началу среднеальбского времени. В позднем альбе накопление шло в условиях перехода от нормальноморских обстановок к опресненному замкнутому бассейну. В западной части территории, где отмечается опесчанивание разреза свиты, возможно, существовала зона течений, приносящих более грубый материал. Общая мощность ханты-мансийской свиты — 230–360 м.

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средний подъярус аптского яруса—сеноманский ярус

Покурская свита (K_{1-2pk}) имеет ограниченное распространение в Омско-Уренгойском СФЦР на востоке территории, скважинами на территории не вскрыта. Условно по региональным стратиграфическим схемам делится на три части.

Нижняя часть сложена песчаниками, алевролитами с зеленоватым и буроватым оттенком, местами каолинизированными, сложночередующимися с глинами, иногда углистыми, пластами бурых углей.

В средней части преобладают пачки глин, глинистых алевролитов, местами углистых, в прослоях с зеленоватым и буроватым оттенком, сложночередующиеся с песками и песчаниками, алевролитами, местами каолинизированными, с окатышами глин, внизу с пластами углей, в основании — ядра двустворок, биотурбированные прослой.

Верхняя часть сложена песками, песчаниками, алевролитами зеленовато- и буровато-серыми, местами известковистыми, глинами алевролитовыми с прослоями конгломератов из глинистых и сидеритовых окатышей. К кровле приурочен отражающий сейсмический горизонт Г. По стратиграфическому объему отвечает викуловской, ханты-мансийской и уватской свитам. Мощность покурской свиты достигает 1000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сеноманский ярус

Уватская свита (K_{2uv}) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом в Уватской опорной скважине (интервал 1057–1328 м). Свита пользуется повсеместным развитием, согласно залегает на хантымансийской свите и трансгрессивно перекрывается кузнецовской. Глубина залегания кровли прослеживается на абс. отм. минус 600–1300 м (рис. 8). По литологическому составу свита подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита более глинистая, сложена серыми, зеленовато-серыми слюдястыми алевролитами с прослоями темно-серых алевроитовых глин. Характерны скопления обугленных и ожелезненных растительных остатков с намывами растительного детрита и включениями пирита. Мощность нижней подсвиты — 140–180 м.

Верхняя подсвита сложена также алевролитами, но прослой глинистого материала практически отсутствуют. Алевролиты (зачастую рыхлые) светло-серые, серые мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, слюдястые, горизонтально- и волнистослоистые, с хлорито-глинистым, иногда карбонатным цементом. Отмечаются тонкие маломощные прослои (0,1–0,25 м) серого мелкозернистого, пелитоморфного, неясно- и тонкослоистого известняка. Мощность верхней подсвиты — 80–140 м.

В разрезах Хантымансийской (интервал 1083–1093 м) и Малоатлымской (интервал 956–1211 м) опорных скважин уватская свита охарактеризована (определитель З. И. Булатова) достаточно представительным комплексом фораминифер: *Verneuilinoides borealis assanoviensis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryina tailleuri*, *G. filiformis*. Здесь же она охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом сеномана, в котором преобладает пыльца голосеменных растений. Значительно участие спор, принадлежащих к роду *Pelletiaria* и разнообразным видам *Gleichenia*. Среди голосеменных наблюдается увеличение (до 29 %) пыльцы *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосеменных растений содержится в незначительном количестве. В ее составе З. А. Войцель определены: *Abies*, *Tsuga*, *Juglandaceae*, *Tilia*, *Myrtaceae*, *Ericaceae* и др. Сеноманский облик спорово-пыльцевого комплекса и положение в разрезе между фаунистически охарактеризованными толщами позволяет датировать свиту сеноманом.

Формирование уватской свиты происходило преимущественно в условиях опресненного мелководного замкнутого бассейна. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт Г. Общая мощность свиты — 220–310 м.

Туронский–коньякский ярусы

Кузнецовская свита (K_2kz) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. со стратотипом в Кузнецовской опорной скважине (интервал 408–435 м). Она распространена повсеместно. Кузнецовская свита залегает трансгрессивно на подстилающих породах и согласно перекрывается

березовской свитой. Представлена свита преимущественно глинами темно-серыми гидрослюдисто-бейделитовыми однородными, иногда алевритистыми, известковистыми (до прослоев глинистых известняков). По всему разрезу встречаются пиритизированные водоросли и остатки морской фауны, чешуя рыб. В глинистой массе отмечены зерна глауконита и мелкие скопления аутигенного пирита. В средней и верхней частях разреза присутствуют прослой глинистого полевошпатово-кварцевого алевролита, в котором до 10–15 % (от суммы кластических зерен) составляет бурый разложенный глауконит. Цемент алевролитов глинистый, базального типа. В отдельных разрезах алевролит переходит в мелкозернистый темно-серый песчаник глауконитово-кварцевого состава с известково-глинистым цементом.

В разрезе Хантыманийской опорной скважины кузнецовская свита содержит богатый комплекс фораминифер туронского времени (определения З. И. Булатовой): *Bathysiphon* sp., *Glomospira* sp., *G.gaultina* Berth., *Haplophragmoides sibiricus* Zasp., *H. chapmani* Mогозова и др. Данный состав отвечает комплексу с *Gaudryina filiformis* Berth., *Glomospira gaultina* Berth., *Verneuilina* sp. В Малоатлымской опорной скважине (на глубине 876–949 м) Н. Ф. Дубровской [257] выявлен комплекс фораминифер, определяемый в настоящее время как *Gaudryinopsis filiformis angusta*, а В. К. Богатиковой (интервал 941–949 м) определен моллюск *Inoceramus* aff. *labiatus* Schloth. Т. С. Безруковой на Айпимской площади выявлен туронский спорово-пыльцевой комплекс, здесь же встречены единичные фораминиферы.

Формирование кузнецовской свиты происходило в турон-раннеконьякское [189] время в условиях относительно глубоководного морского бассейна. Мощность свиты изменяется от 31 до 65 м.

Коньякский–кампанский ярусы

Березовская свита (K_2br) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. со стратотипом в скв. Березовская 1 опорная (интервал 237–410 м). Свита имеет повсеместное распространение, залегает согласно на кузнецовской свите и перекрывается согласно ганькинской свитой.

Известны выходы березовской свиты на дневную поверхность в долинах Лыхмы, Лямина и Оби (в обнажениях у поселков Мал. Атлым, Заречное, Сотники, напротив устья Иртыша), связанные с внутривертебральными дислокациями. Березовская свита достаточно уверенно расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (мощность 60–130 м) сложена серыми, голубовато-серыми опоками, глинами опокovidными с раковистым изломом, нередко с характерным пятнистым распределением светлых и темных тонов окраски. Породы неслоистые, реже тонкослоистые. Местами в опоках и глинах отмечаются гнездообразные скопления светло-серого алевритового материала с глауконитом и пиритом. Алевритовый материал распределен в породе неравномерно; иногда глины переходят в глинистые

глауконитово-кварцевые алевролиты. Глины в различной степени опоковидные серого цвета, реже зеленовато-серые слюдистые, неясно- или тонкослоистые, колющиеся на неровные плитки, содержащие редкие остатки фауны двустворок, гастропод и фораминифер, остатки рыб и многочисленных радиолярий. Текстура пятнистая, обусловленная чередованием опалового и глинистого материала. В глинистой массе в незначительном количестве отмечаются зерна глауконита, кварца и полевых шпатов. Опoki и глины содержат подчиненные прослои алевролитов зеленовато-серого цвета глауконитово-кварцевого состава с глинисто-опаловым цементом. Отмечаются рассеянные зерна, реже скопления пирита и глауконита.

В отложениях нижней подсвиты выявлен характерный комплекс фораминифер (Хантымансийская опорная скважина, интервалы 830–854 и 854–892 м): *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* (Orb.), *Haplophragmoides chapmani* Mогозова, *H.* ex gr. *darvini* Dain., *H.* aff. *complanatus* Mjatl. и др. Радиоляриевая фауна в этой скважине представлена комплексами *Pododiscus vulgaris* Lipman, *Spongodiscus volgensis* L. и др.

Верхняя подсвита мощностью 70–160 м сложена серыми и зеленовато-серыми слабоалевритистыми глинами, содержащими редкие прослои опоковидных разностей. Отмечаются редкие включения алевритового материала с глауконитом, стяжения пирита, чешуя рыб и следы ходов червей. Породы плотные, неяснослоистые, зачастую обнаруживают тонкую горизонтальную плитчатость. Глины по составу монтмориллонитовые с примесью гидрослюд. Кампанский возраст верхнеберезовской подсвиты определяется по комплексам фораминифер и радиолярий. Низы подсвиты содержат комплекс фораминифер с *Spiroplectamina ortata*, *S. senonana pocurica*, *S. lata*, *Haplophragmoides* aff. *chapmani* Mогозова и др. (Хантымансийская опорная скважина, интервалы 830–854; 892,5–918 м, определитель И. Г. Климова; Малоатлымская опорная скважина на глубинах ниже 793 м, определитель Н. Ф. Дубровская). Комплекс радиолярий представлен *Prunobrachium articulatum*, *P. craggum* и *Dictyomitra uralica*.

Возраст березовской свиты раннеконьякский–позднекампанский. Накопление осадков свиты происходило в спокойных морских условиях, возможно, с незначительно пониженной температурой в периоды накопления кремнистых пород. Мощность свиты — до 290 м.

Кампанский–маастрихтский ярусы

Ганькинская свита (*K_{2gn}*). Выделена в ранге слоев А. К. Богдановичем в 1944 г. в скв. 1 у пос. Ганькино (Северо-Казахстанская область, интервал 302–435 м). Н. Н. Ростовцевым [60, 199] переведена в ранг свиты. Распространена повсеместно. Свита согласно залегает на березовской свите и перекрывается талицкой. Нижняя граница отложений устанавливается по смене зеленовато-серых опоковидных пород более светлыми известковистыми глинами.

Ганькинская свита сложена глинами гидрослюдисто-бейделлит-каолинитового состава плотными серыми, в нижней части разреза слабо-

алевритистыми, слабоизвестковистыми, с конкрециями известково-глинистого и сидеритового составов. Встречаются прослой мергелей и прослой глин, обогащенные глауконитом. Часто встречаются тонкие присыпки пирита и пиритизированные водоросли.

Свита содержит разнообразную макро- и микрофауну. В отложениях, вскрытых Хантымансийской опорной скважиной, Е. А. Глазуновой и И. Г. Климовой в интервалах 767–779 и 779,8–792 м определены *Baculites sibiricus* Glasunova, *B. anceps* Lat. var. *leopoliensis* Now., *B. vertebralis* Lam., *Inoceramus caucasicus* Dobr. и др., характерные для маастрихта. Самые нижние слои свиты охарактеризованы комплексом фораминифер с *Spiroplectamina ortata*, характерным для верхнего кампана (Хантымансийская опорная скважина, интервал 817–830 м). Выше по разрезу широко распространен раннемаастрихтский комплекс с *Spiroplectamina variabilis*, *S. kasanzevi*, *Gaudryina rugosa spinulosa* (интервал 767–779 м). Верхние горизонты ганькинской свиты содержат комплексы фораминифер позднего маастрихта с *Spiroplectamina kasanzevi* и датского яруса с *Brotzenella praeacuta*. В Малоатлымской опорной скважине Л. В. Ровнина в интервале глубин 620–670 м выделила спорово-пыльцевой комплекс маастрихта–кампана, В. К. Богатикова в интервале глубин 620–652 м определила моллюски *Baculites anceps* Zam. var. *leopoliensis* и *Pecten pulchellus* Nil sen., а М. И. Таначева на глубинах 620–662 м выявила обедненный комплекс известковых фораминифер [257].

Ганькинская свита формировалась в кампанский–маастрихтский века в морских условиях без свободного доступа кислорода — в слабовосстановительной среде, о чем свидетельствует присутствие аутигенных пирита и сидерита. Мощность свиты на территории составляет 46–90 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойская эратема представлена палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения пользуются на территории повсеместным развитием в виде мощного покрова, залегающего согласно на мезозойском осадочном комплексе. В изученном разрезе выделяются осадки трех отделов — палеоценового, эоценового и олигоценового. Первые два представлены преимущественно сероцветными глинистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми породами морского происхождения. Олигоценовые отложения накапливались в континентальных условиях. Они имеют выходы на дневную поверхность и представлены чередованием сероцветных песков, зеленоватых и коричневатых алевритов с прослоями глин и лигнитов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ (ПАЛЕОЦЕН)

Датский—зеландский—танетский ярусы

Талицкая свита (P_{1tl}), выделенная З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко в 1958 г. по скв. 1 К (пос. Талица Свердловской области), пользуется практически повсеместным развитием, с размывом залегает на породах ганькинской свиты, согласно перекрывается породами люлинворской или серовской свит или плиоцен-четвертичными образованиями (долина Казыма). Кровля талицкой свиты залегает в широком интервале абсолютных отметок. В восточном направлении идет постепенное погружение кровли с одновременным незначительным увеличением мощности свиты. В долине Оби (Мал. Атлым, Сотники) и Иртыша (в районе г. Ханты-Мансийск) известны выходы пород свиты на дневную поверхность, связанные с внутривулканическими дислокациями.

По своему литологическому составу свита четко подразделяется на две подсвиты: нижнюю существенно глинистую и верхнюю алевроитоглинистую.

Нижняя подсвита представлена глинами темно-серыми плотными, аргиллитоподобными, тонко-листоватослоистыми, иногда неяснослоистыми, гидрослюдисто-бейделлитовыми с присыпками и прослойками алевроитового материала. Породы содержат сростки пирита, редкие зерна глауконита, углефицированные растительные остатки. В нижней части разреза глины участками слабоопоквидные и имеют более светлую окраску. Минералогический состав характеризуется преобладанием тяжелой фракции сингенетичного пирита и бедностью терригенными минералами. В легкой фракции отмечаются глауконит, повышенная слюдистость и присутствие опала.

В Хантымансийской опорной скважине (интервал 729,5–754 м) Р. Х. Липман определила комплекс фораминифер, указывающий на датский возраст вмещающих пород: *Proteonina* cf. *scherborniana* (Chapman), *Cibicides* ex gr. *favarabilis* Vassilenko, *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Orbulina* sp. и др. Мощность подсвиты изменяется от 47 (Фроловская скв. 1) до 76 м (Верхнесалымская скв. 12).

Верхняя подсвита сложена темно-серыми и серыми алевроитистыми глинами с подчиненными прослоями и мелкими линзовидно-гнездообразными включениями кварцевых и кварц-глауконитовых песчаников. В кровле подсвиты изредка присутствует пачка тонкоотмученных однородных темно-серых (почти черных) глин. Песчаники преимущественно серого цвета мелкозернистые, полевошпатово-слюдисто-кварцевые и глауконитово-кварцевые, тонкослоистые, реже со слоистостью типа знаков ряби. Алевролиты и песчаники кварцево-глауконитовые и кварцево-полевошпатовые с глинистым или глинисто-опаловым цементом преимущественно базального типа. Основная масса тяжелой фракции слагается аутигенным пиритом (до 80 %). Из группы кластических минералов присутствуют магнетит, циркон, турмалин, гранат, рутил и другие устойчивые минералы.

Верхняя подсвита характеризуется комплексом фораминифер, по заключению Р. Х. Липман, датируемым палеоценовым временем. В Хантымансийской опорной скважине (интервалы 641–646 и 662–671 м) определены: *Haplophragmoides periferioexcavata* Subb., *Ammodiscus incertus* (Ogb.), *Ammobaculites* sp., *Bathysiphon* sp. и др. Мощность верхней подсвиты — 71–85 м.

Начало формирования отложений талицкой свиты шло в нормальных морских условиях вдали от береговой линии, к концу талицкого времени море несколько обмелело и береговая линия приблизилась, что нашло свое отражение в составе пород верхней части данного стратона. Общая мощность свиты — 120–160 м.

Серовская свита (P_{1sr}), отвечающая верхней части танетского яруса палеоцена, выделена А. П. Сиговым и др. в 1956 г. по г. Серов на восточном склоне Среднего Урала. Распространена в северо-западной части территории в Зауральском СФЦР. Согласно залегает на талицкой свите и перекрывается ирбитской свитой эоцена или плиоцен-четвертичными образованиями. На востоке замещается породами нижней подсвиты люлинворской свиты.

Разрез на территории листа не изучен. По аналогии с сопредельной территорией (лист Р-41) свита представлена преимущественно опоками и опокovidными глинами, реже диатомитами и трепелами мощностью до 90 м.

Согласно РСС, с учетом данных по смежным районам, свита отнесена к танетскому ярусу [73, 215].

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ (ПАЛЕОЦЕН—ЭОЦЕН)

Танетский—ипрский и лютетский ярусы

Люлинворская свита (P_{1-2ll}) выделена П. Ф. Ли (1956 г.) по страторайону возвышенности Люлинвор (бассейн р. Северная Сосьва). Она с размывом залегает на талицкой свите и перекрывается тавдинской. Кровля устанавливается по исчезновению типично опокovidных пород, а подошва проводится по появлению в разрезе серых опокovidных плотных глин. Свита пользуется практически повсеместным (Центральный СФЦР) развитием, вскрыта многочисленными скважинами. Кровля люлинворской свиты залегает в широком интервале абсолютных отметок. Ее общее погружение — с северо-запада на юго-восток. Наиболее высокое положение кровли свиты отмечается в долине Казыма и его притоков. Именно здесь известны выходы пород свиты на дневную поверхность, связанные с внутривулканическими дислокациями. Такие же выходы есть на Оби у г. Ханты-Мансийск (Самаровский «останец»).

По своим литологическим характеристикам свита отчетливо расчленяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (P_{1ll_1}) сложена светло-, голубовато-, реже темно-серыми плотными опокovidными глинами и опоками. Основная масса опок состоит из опалового аморфного вещества, в котором видны

полурастворенные раковины диатомовых водорослей и спикул губок, реже — скелетов радиолярий. Опаловое вещество содержит примесь кластического материала алевритовой размерности. Отмечаются пирит и редкие зерна глауконита. Опоки приурочены к нижней части подсвиты. Опоковидные глины однородные, плотные, алевритистые, неясно- и тонкослоистые.

В среднем течении р. Казым из этих отложений по ряду скважин был определен комплекс диатомовых водорослей с *Gunotigrama weisii* Ehr., *Triceratum ventricosum* A.S.T. *mirabile* Jouse, *Dictyocha triakantha* Ehr., *D. fubula* Ehr. и др. В Малоатлымской опорной скв. 1 из отложений подсвиты выделен спорово-пыльцевой комплекс с *Zycopodiaceae selaginella* sp., *Gleichenia* sp., *Ligodium* sp., *Osmunda* sp., *Ginkgo* sp., *Pinus* sp., *Cedrus* sp. и др.

Мощность подсвиты — до 75 м.

Средняя подсвита (P_2ll_2) без следов перерыва согласно залегает на нижней. В ней условно можно выделить две пачки. Нижняя пачка сложена диатомитами светло-серыми с зеленоватым оттенком легкими, неслоистыми. Основная масса породы (50–80 %) образована панцирями диатомовых водорослей, спикулами губок и скелетами радиолярий. Часто содержится примесь кластического материала алевритовой размерности, состоящего из кварца, полевых шпатов и чешуек слюды. Содержание глинистого материала не превышает 20 %. Верхняя пачка представлена серыми, зеленовато-серыми опоквидными глинами, содержащими редкие прослойки диатомитов. Породы обычно крепкие, неслоистые, с неровным шероховатым изломом. Основная их масса сложена тонкочешуйчатými агрегатами глинистых минералов с примесью пегнитогенного опала.

В средней подсвите в Хантымансийской опорной скважине (интервал 565–578,5 м) обнаружены фораминиферы: *Haplophragmoides* sp., *Gaudryina* sp. Из диатомовых глин в верхней части подсвиты Н. Т. Солововой определен комплекс морских диатомей *Melosira sulcata* Ehr., *M. sulcata* var. *crenulata* Grun., *Grunowiella ammata* Grun., *Coscinodiscus uralensis* Jousé, *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun., *S. broschii* Grun., *Tukeratium pibolys* Ehr. и др. В скважинах структурно-поискового бурения средняя подсвита охарактеризована комплексами диатомовых водорослей с *Coscinodiscus uralensis* Jousé, *C. Argus*. Ehr., *C. payeri* Grun., *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti. В верхах подсвиты обычен комплекс диатомей с *Pyxilla oligocaenica* var. *tenius* Jousé, силикофлагеллят с *Distephanus antiquus* Gles. и фауны радиолярий *Ellipsoxiphus chabakova* Lipm. [260].

Мощность — до 85 м.

Верхняя подсвита (P_2ll_3) формировалась в условиях максимальной трансгрессии палеогенового моря и представлена глинами серыми, зеленовато-серыми слабоопоковидными, тонкоотмученными. Отмечаются редкие прослойки слабоуплотненных глинистых алевролитов, а также гнезда и присыпки алевритового материала, включения глауконита, пирита, скелеты радиолярий, фораминиферы (различной степени сохранности), остатки спикул губок и диатомовых водорослей.

В Хантымансийской опорной скважине (интервалы 437–446, 464–512 м) Р. Х. Липман определен комплекс фораминифер *Ammodiscus incertus*

(Orb.), *Haplophragmoides* ex gr. *periferoexcavata* Subb., *Spiroplactamina* ex gr. *carinata* (Orb.) и радиолярий *Canosphaera* sp., *C. aff. turcmenica* Lipman, *Trochodiscus* sp. Приведенная фауна отвечает верхней радиоляриевой зоне. Мощность верхней подсвиты изменяется от 63 до 140 м.

Эоценовый возраст свиты в целом на территории достаточно обоснован, подтвержден радиоляриями, диатомовыми водорослями, силикофлагеллятами, диноцистами, фораминиферами, спорово-пыльцевыми комплексами.

Осадки люлинворской свиты отлагались во время максимума эоценовой трансгрессии в Западной Сибири. Глубины люлинворского бассейна не превышали 200 м, а воды имели нормальную соленость [245]. С отложениями люлинворской свиты связаны месторождения опалитов. Мощность свиты — до 250 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ (ЭОЦЕН)

Ипрский—лютетский ярусы

Ирбитская свита (P_{2ir}) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по р. Ирбит на восточном склоне Среднего Урала. Распространена в северо-западной части территории в Зауральском СФЦР. Залегает в тех же границах, что серовская свита, перекрывается породами тавдинской свиты или плиоцен-четвертичными образованиями. На востоке замещается породами люлинворской свиты (средней и верхней подсвитами).

Представлена серыми, почти белыми диатомитами и зеленовато-светло-серыми диатомовыми глинами. Диатомиты образованы на 50–60 % скелетами кремнистых организмов, главным образом панцирями диатомовых водорослей, а также остатками радиолярий и спикул губок. В подчиненном количестве присутствуют глинистый материал и примесь алевритовых частиц, иногда редкие зерна глауконита и пирит. С ирбитской свитой связаны месторождения опалитов на сопредельном листе Р-41.

Рассматриваемые отложения на площади листа Р-41 хорошо охарактеризованы палеонтологически. По диноцистам, диатомеям и динофлагеллятам свита отнесена к ипрскому и лютетскому ярусам [73].

Мощность свиты в целом достигает 200 м.

Бартонский—приабонский ярусы

Тавдинская свита (P_{2tv}) выделена А. К. Богдановичем под наименованием «тавдинские слои»; в 1955 г. Н. Н. Ростовцевым переведена в ранг свиты. Эти отложения, развитые практически повсеместно, венчают разрез морского палеогена, отражая регрессивный этап развития бассейна седиментации. Тавдинская свита залегает на отложениях ирбитской и люлинворской свит и с размывом перекрывается континентальными фациями атлымской свиты, реже четвертичными образованиями. Кровля тавдинской свиты находится на отметках 0–минус 280 м. В западной части территории кровля свиты сильно дислоцирована. На междуречье Охлым—Назым кровля свиты круто воздымается от —200 м в районе пос. Урманное

до –25 м. Резкие деформации установлены в районе пос. Мал. Атлым (скв. 15РГ и др.), где раздробленные тавдинские глины в ядрах диапиров выведены на дневную поверхность до абс. отм. +40 м. В разрезах скважин подошва свиты уверенно устанавливается по электрокаротажу благодаря песчаному пласту в ее основании и по исчезновению диатомей, радиолярий, спикул губок и появлению известковистых фораминифер. В средней части свиты практически повсеместно прослеживается опесчаненный пласт, по подошве которого она расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми, зелеными, серовато-зелеными с голубоватым оттенком алевритистыми плитчатыми глинами, содержащими тонкие прослойки, присыпки и гнезда тонко- и мелкозернистого песка и алеврита. Отмечаются включения пирита, марказита, растительный детрит, обломки пеллеципод, чешуя рыб. В основании подсвиты прослеживается пласт кварцево-глауконитового мелкозернистого песка, иногда уплотненного до состояния рыхлого песчаника, содержащего подчиненные прослойки глин. Мощность пласта — 5–12 м. Минералогический состав обломков отличается от подстилающих осадков отсутствием в легкой фракции кремнистых образований и повышенным содержанием эпидота в тяжелой фракции. В составе легкой фракции глин преобладает кварц, отмечен глауконит. Отложения содержат комплекс микрофауны (материалы Р. Х. Липман и Т. А. Казьминой): *Criboelphidium rischtanicum* (N. В у о в а), *Ammobaculites* sp., *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammina* sp., *Cibicides* aff. *khanabadensis* М j а с с н и к о в а и др.; возраст подсвиты — средний эоцен. Мощность нижней подсвиты — 41–80 м.

Верхняя подсвита представлена зелеными, зеленовато-серыми песчано-алевритистыми глинами тонкослоистыми, реже листоватыми, с линзами, гнездообразными включениями и прослоями светло-серых алевритов и тонкозернистых песков. Нижняя граница устанавливается по подошве повсеместно выдержанного (в изученных разрезах) песчаного пласта мощностью до 10–12 м. Отложения содержат тонкие прослойки (до 0,2 м) глинистых желтовато-серых сидеритов, включения углефицированного растительного материала и стяжения пирита, нередко образующие ореолы окисления. Минералогический состав легкой фракции пород подсвиты (скважины 14-Зр, 15-Зр, 22-Зр) представлен в основном кварцем (до 69 %), полевыми шпатами (27–33 %) и слюдой (до 4 %). В составе тяжелой фракции (выход 1,76–2,5 %) преобладают пирит (33–38 %), эпидот (30–41 %) и магнетит (17–19 %).

В пределах рассматриваемой территории верхняя подсвита охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом, изученным Т. Г. Семочкиной в разрезах ряда скважин листа [308], для которого характерно преобладание покрытосеменных растений. Доминирующее положение занимает пыльца родов *Quercus* (до 42 %) (*Quercus conferta*, *Q. gracilis*, *Q. graciliformis*), *Castanea*, *Castanopsis*. По мнению Т. Г. Семочкиной, спорово-пыльцевой комплекс характерен для осадков верхнего эоцена и отвечает палинозоне *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis*. Мощность подсвиты — 45–91 м.

Возраст свиты в целом в Центральном СФЦР доказан комплексами фораминифер, диноцист, остракод, отпечатками листьев, спорово-пыльце-

выми комплексами, семенами и плодами, зубами акул. Непосредственно на площади листа из обнажений в районе пос. Мал. Атлым установлены, по определению Н. К. Овечкина, моллюски *Meretrix (Cardiopsis) incrassata* Sow., *M. (C.) catifella* Luk., *Panopla* aff. *Intermedia* Sow., *Turritella suleifera* Desh. и др., указывающие на верхний эоцен [259]. В скважинах 31, 34, 35 профиля Мал. Атлым—Урманский О. Т. Киселевой определены фораминиферы: *Griboelphidium rischtanicum* Вусова, *Nonion* ex gr. *laevis* (D. Orb.), *N.* ex gr. *rischtanicum* Вух., *Miliolina* ex gr. *selena* (Karrers). Аналогичный комплекс установлен в скважинах 1, 6 Малоатлымского профиля. Эта фауна характерна для зоны *Griboelphidium rischtanicum*, сейчас относимой к приабону. Кроме того, в скв. 1 Малоатлымского профиля в интервале 187—191,1 м Л. И. Чуб определены остракоды *Cytherida* aff. *probata* Mandels и *Clythrocytherida recondite* Mandels [260]. Комплекс остракод с *Cytheridea probata* и др. относится сейчас к барбону—приабону. Определенный здесь же спорово-пыльцевой комплекс с *Quercus gracilis* Voit. и *Q. graciliformis* Voit., по мнению Л. А. Пановой, указывает на позднеэоценовый возраст. В последних утвержденных стратиграфических схемах этот комплекс отнесен к приабону.

Тавдинский бассейн осадконакопления был относительно мелководным, со спокойным гидродинамическим режимом [245]. Мощность свиты — 127—170 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (ОЛИГОЦЕН)

Отложения этого возраста пользуются практически повсеместным распространением (исключение — крайняя северо-западная часть территории) и включают комплекс пород континентального происхождения. Они залегают на морских глинах тавдинской свиты с эрозионным размывом и перекрываются отложениями неогенового и четвертичного возраста. Олигоценовые отложения представлены полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песками, алевритистыми и алевритовыми глинами, алевритами (зачастую глинистыми) с редкими и маломощными прослоями лигнитов и обилием древесно-растительного материала. Породы охарактеризованы пресноводной фауной, флористическими комплексами, спорами и пылью. На основании имеющихся палеонтологических определений, особенностей литологического состава и облика пород в разрезе континентальных осадков олигоцена выделены атлымская, новомихайловская и туртасская свиты.

Рюпельский ярус

Атлымская свита (*F_{3at}*) выделена В. А. Николаевым в 1947 г. в обнажениях Белогорского Материка. Развита практически повсеместно в Центральном СФЦР. Отсутствует на левобережье Оби у западной рамки листа и на северо-западе в низовьях Казыма. С размывом залегают на породах тавдинской свиты и перекрывается новомихайловской свитой. Кровля ее прослежена на абс. отм. от минус 20 до минус 80 м. В зоне при-

поверхностных дислокаций она обнажается (видимая мощность свиты — 35–70 м) в правобережных обрывах Оби — от Карымкарского Сора вниз по течению, ниже и выше устья р. Мал. Атлым (стратотип). Во всех изученных разрезах смена тавдинских глин атлымскими песками происходит резко, без признаков переходных слоев и является четким каротажным репером.

Атлымская свита представлена аллювиально-озерными образованиями. Это преимущественно светло-серые, желтовато- и коричневатосерые мелко- и среднезернистые, иногда разноезернистые полевошпатово-кварцевые пески с субгоризонтальной, косой и диагональной слоистостью. Отмечаются линзообразные прослои гравелитистых песков, растительный детрит и лигнитизированные древесные остатки. Среди песков здесь встречаются единичные маломощные прослои серых и бурых глин и алевроитов. В восточном направлении количество и мощности алевроглинистых прослоев увеличиваются, происходит глинизация разреза, граница с вышележащей новомихайловской свитой становится трудноуловимой и проводится с достаточной степенью условности.

По данным минералогического анализа, породообразующие минералы легкой фракции представлены в основном кварцем (63–84 %), полевыми шпатами (16–34 %), слюдой (0,6–2,8 %). Спорадически отмечаются хлоритизированные и кремнистые обломки, а также глауконит. В тяжелой фракции (выход 1,7–5,3 %) главенствующими минералами являются рудные: магнетит–ильменит (до 61 %), эпидот (10–31 %). Постоянно присутствуют циркон (2,7–9,2 %), роговая обманка (2,1–10,0 %), турмалин, пироксены. В аутигенном комплексе спорадически и в неравнозначных количествах присутствуют пирит и сидерит (скважины 14-Зр, 22-Зр). В этих же скважинах, а также в Хантымансийской опорной атлымская свита содержит богатые комплексы спор и пыльцы, выделенные Л. А. Пановой, Е. П. Бойцовой, Т. Г. Семочкиной и М. С. Зиньковой. Для них характерно почти равное содержание пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений (44–48 и 36–45 % соответственно). Комплекс в целом представляет широколиственно-хвойную растительность с примесью субтропических элементов. Среди хвойных преобладают различные виды *Pinus* и представители *Taxodiaceae*. Для покрытосеменных характерны *Juglandaceae* (*Carya spackmania* Tra v. и др.), *Betulaceae* (*Alnus* sp., *Betula* sp.), *Fagaceae* (*Fagus* sp., *Quercus graciliformis* Voit z., *Castanea* sp.), *Ulmaceae*. Участвуют *Liquidambar* sp., *Magnolia* sp. Кустарниковые и травянистые растения довольно многочисленны (6,4–15,5 %): *Potamogeton* sp., *Ericaceae* gen. sp., *Diervilla* sp. и др. Возраст атлымской свиты определяется в основном по спорово-пыльцевым комплексам, характерным для осадков раннего олигоцена, и отвечает палинозоне с *Pinaceae*, *Quercus graciliformis*, *Carya spackmania*. В атлымское время на рассматриваемой площади, как и в целом на территории Западно-Сибирской равнины, формируется флора тургайского типа.

В отложениях свиты выявлены россыпные проявления минералов титана и циркония.

Мощность атлымской свиты — 91–130 м.

Новомихайловская свита (P_{3nm}) выделена И. Г. Зальцманом в 1962 г. (с. Новомихайловка Новосибирской области), развита практически в тех же границах, что и атлымская свита, без видимого перерыва залегает на ней и повсеместно с размывом перекрывается туртасской свитой или осадками четвертичного возраста. В Белогорском Приобье породы новомихайловской свиты обнажаются у устья Карымкарского Сора, ниже и выше по течению от пос. Мал. Атлым. На востоке территории четкая граница между песчаными и глинистыми прослоями стирается, состав осадков становится более глинистым, исчезают крупные углефицированные обломки древесины, растительный детрит рассеян в алевроглинистом субстрате.

Породы новомихайловской свиты дислоцированы, особенно вблизи пос. Мал. Атлым. Здесь в скв. 5РГ углы наклона слоев глины достигают 20° . Наиболее высокое положение кровли свиты установлено на западе изученной площади (10–80 м), наиболее низкое — в пределах погруженных тектонических участков (от –40 до –90 м). Верхняя граница свиты проводится достаточно уверенно, нижняя же в какой-то степени условна и фиксируется по появлению в разрезе алеврито-глинистых разностей. В отличие от атлымской, новомихайловская свита характеризуется более тонким глинисто-алевритовым составом. Свита сложена алевритовыми и алевритистыми глинами, алевритами и песками с редкими маломощными прослоями лигнитов. Цвет пород коричневый, серовато-коричневый, коричневато-серый, реже серый. В районах Белогорского Приобья новомихайловская свита сложена очень характерными шоколадными глинами со значительными прослоями алевритов и песков. В обилии отмечаются растительный детрит и лигнитизированные древесные остатки различной размерности, иногда образующие маломощные прослои. Песчаный материал в составе свиты распределен неравномерно. Прослои песков различной мощности (от 8–10 до 35 м) отмечаются по всему разрезу, в целом тяготея к средней и нижней его частям. Пески кварцевые, полевошпатово-кварцевые. Они лучше отсортированы и более тонкозернистые, чем атлымские. Прослои крупно- и среднезернистых песков редки. Лигниты встречаются довольно редко, какой-либо закономерности в их распределении по разрезу не устанавливается. Мощность самих прослоев обычно ограничивается первыми десятками сантиметров. Глины темно-коричневые плотные, неравномерноалевритистые, слоистые, часто микрослоистые. Алевриты коричневато-серые тонкозернистые хорошо отсортированные, в верхних слоях разреза иногда диатомовые. Лигниты темно-коричневые, включают крупные стволы деревьев.

По данным минералогического анализа, выполненного по керну скважин 23-Зр, 14-Зр, 15-Зр и др., содержание в глинах частиц пелитовой размерности составляет 45–90 %, алевритовой — 4–45 %. Структура породы — тонкопелитовая или псаммо-алевропелитовая. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, монтмориллонитом и бейделлитом. Легкая фракция сложена кварцем и полевыми шпатами. Постоянны растительный детрит и хлорит. В тяжелой фракции (выход 0,9–5,1 %) преобладают

непрозрачные рудные минералы: магнетит—ильменит (23—67 %), а также эпидот (10—45 %), роговая обманка (до 10 %). Таким образом, по сравнению с минералогическим спектром атлымской свиты в новомихайловской возрастает роль неустойчивых минералов и сокращаются аутигенные минералы.

Из палеонтологических остатков свита содержит споры, пыльцу, семена и редкие диатомеи. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный Т. Г. Семочкиной [260, 308], сопоставляется с палинозоной *Betula gracilis—Juglans sieboldianiformis*. Комплекс близок к атлымскому. В нем отмечаются возрастание пыльцы и количества видов хвойных растений. Широколиственные и сережкоцветные растения несколько сокращаются. В спектре покрытосеменных дальнейшее развитие получают умеренно теплолюбивые элементы тургайской флоры. В целом преобладают хвойные Pinaceae (*Pinus*, *Picea*, *Tsuga* и др.). Среди покрытосеменных наиболее типична пыльца *Juglans sieboldianiformis*, *Carpinus* sp., *Betula gracilis* и др. Отмечены *Liquidambar*, *Myrica* и др. Споры представлены в основном семейством Polypodiaceae.

Комплекс диатомовых водорослей свиты изучался Н. В. Рубиной (скв. 4). Он выделяется наличием мелкоструктурных *Aulacosira** *praeislandica* (J o u s é) S i m o n., *A. praedistans* (J o u s é) S i m o n., *A. praegr anulata* (J o u s é) S i m o n. Из других наиболее постоянных форм присутствуют: *Aulacosira italica* var. *semildevis* G r u n., *A. sibirica* var. *antigua* R u b i n a, *Oscinodiscus lobatus* R u b.

Возраст свиты принимается как позднерюпельский. В отложениях установлены россыпные проявления минералов титана и циркония.

Мощность новомихайловской свиты — 80—120 м.

Хаттский ярус

Туртасская свита (P_3tr) выделена на р. Туртас (С. Б. Шацкий, 1956 г.) близ устья р. Кацис. Развита она довольно широко, лишь незначительно уступая по площади развития породам нижнего—среднего олигоцена. Свита довольно резко обособляется в разрезе континентального олигоцена по своим литолого-фациальным особенностям и достаточно четким нижней и верхней границам. Она трансгрессивно залегает на новомихайловской свите, перекрывается с разрывом абросимовской свитой нижнего миоцена или осадками четвертичного возраста. В западной части территории туртасская свита частично или полностью размыта. Абсолютные отметки кровли туртасской свиты находятся в диапазоне от минус 30 до плюс 30 м. Наиболее высокие абсолютные отметки приурочены к водораздельным поверхностям, минимальные — к зонам развития древних погребенных долин плиоцен-плейстоценового времени. Выходы свиты на дневную поверхность отмечены в долинах рек Лямин и Назым, у пос. Горно-Филинское на Иртыше. В Белогорском Приобье естественные выходы туртасской свиты закартированы в правобережных обрывах Оби от

* Здесь и далее частично приведена новая номенклатура диатомовых водорослей.

пос. Урманый до пос. Кеушки, от Карымкарского Сора до пос. Мал. Атлым, у устья Бол. Атлыма, у Бол. Камня, в верховье р. Шеркалка. Контакт с подстилающей новомихайловской свитой в обнажениях Белогорского Материка четкий, иногда с небольшим размывом. Видимая мощность свиты над урезом воды составляет 4–30 м.

Туртасская свита представлена весьма однородными зелеными и зеленовато-серыми глинистыми алевролитами и плитчатыми слюдистыми глинами с редкими маломощными линзовидными прослоями светло-серых тонко- и мелкозернистых песков. Характерными признаками пород свиты являются зеленая окраска, мучнистость (бархатистость) в сухом состоянии, слюдистость, тонкая (листоватая) текстура. Нередко отмечаются горизонты частого тонкого чередования алевролитов мучнистых с алевролитами различной степени глинизации. Алевролиты полевошпатово-кварцевые, с большой примесью глауконита, хорошо отсортированы. Во многих разрезах преобладают диатомовые алевролиты. Глины алевроитовые, часто диатомовые. В диатомовых глинах встречаются растительные остатки. Диатомиты глинистые и алевроитовые. Панцири диатомей в них имеют хорошую сохранность и составляют 50–60 % всего объема пород. Пески тонкозернистые алевроитистые, хорошо отсортированные, их минералогический состав подобен составу алевролитов.

По данным минералогического анализа [308], глинистый материал пород туртасской свиты складывается гидрослюдой, смешаннослойными образованиями (гидрослюда–монтмориллонит) с примесью бейделлита. Легкая фракция представлена кварцем (5,2–88 %), полевыми шпатами (5–44,8 %), слюдой (1,5–26 %). Из аутигенных минералов характерен глауконит (до 26 %). Для тяжелой фракции пород (выход 0,3–4,5 %) характерны магнетит и ильменит (30–35 %) и группа эпидота (22–37 %), лейкоксен (11–15 %), сидерит (до 26 %), пирит (2–3,9 %).

Туртасская свита содержит богатые комплексы миоспор и диатомовую флору. Палинокомплексы (Т. Г. Семочкина, М. С. Зинькова) указывают на хвойно-широколиственную растительность тургайского типа. В спектре покрытосеменных характерно значительное участие пыльцы умеренно теплолюбивых растений: Juglandaceae (*Carya glabraeformis* В o i t z ., *Pterocarya* sp.), Fagaceae (*Guercus sibirica*, *Fagus grandifoliiformis* В o i t z .), Ulmaceae. Меньшее количество пыльцы *Tilia*, *Corylus*, *Carpinus*. В меньших количествах присутствуют субтропические *Ilex*, *Nyssa*, *Liquidambar*. Голосеменные представлены родами *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Cedrus* и пыльцой семейства *Taxodiaceae*. Палинокомплекс сопоставляется с палинозоной *Fagus grandifoliiformis*–*Pterocarya stenopteroides*.

Комплекс диатомовой флоры, выделенной Н. В. Рубиной по ряду разрезов свиты [257, 308], достаточно типичен для верхнего олигоцена центральных районов равнины. Характерными видами в туртасской свите являются: *Aulacosira praegrnulata* (J o u s é) S i m o n. var. *cribrosa* R u b., *A. praedistans* (J o u s é) S i m o n., *Melosira iguota* R u b. var. *ignota*, *Coscinodiscus gorbunovii* S h e s h u k. var. *aculeatus* R u b., *C. flabelatus* R u b. Устойчивость фациально-литологического состава в пределах всей территории, присутствие глауконита, диатомовых водорослей, спикул губок, а также текстур-

ные особенности осадков свидетельствуют о формировании туртасской свиты в условиях крупного довольно глубокого бассейна. С отложениями туртасской свиты в Западной Сибири связаны основные проявления и месторождения россыпей минералов титана и циркония.

Мощность свиты закономерно возрастает с запада и северо-запада на юго-восток от 27 до 99 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения широко развиты на правобережье Оби, в пределах Сибирских Увалов и на междуречьях Назыма, Лямина и Пима. В речных долинах, пересекающих междуречья, они отсутствуют или встречаются в виде сохранившихся от размыва небольших фрагментов в цоколях террас. Система представлена континентальными образованиями миоцена и плиоцена.

МИОЦЕН

Аквитанский—бурдигальский ярусы

Абросимовский горизонт. Абросимовская свита (N_{1ab}) выделена В. А. Николаевым (1956 г.) по р. Абросимовка (с. Екатерининское близ г. Тара), где был установлен тарский комплекс листовой флоры. Свита имеет широкое площадное распространение на правобережье Оби в северо-восточной части территории, на левобережье Оби она полностью размывта. Выходы абросимовской свиты на дневную поверхность немногочисленны, они закартированы в долинах правых притоков Оби (реки Назым, Лямин Итьях, Сыньеган и др.), в береговых обрывах Белогорского Материка (у пос. Урманный и от с. Карымкары до устья р. Бол. Леушинская, в районе Мал. Атлыма). Свита с признаками эрозионного размыва, реже согласно залегает на туртасской свите. Кровля ее повсеместно размывта и вскрыта скважинами под верхнемиоцен-плейстоценовыми образованиями на абс. выс. 66–100 м.

Свита представлена песчано-глинистыми лигнитоносными отложениями. В наиболее полных разрезах отмечается чередование по вертикали прослоев песков, алевритов и глин, группирующихся в субпараллельно и констративно напластованные ритмопачки (мощностью до 5–7 м). Пески светло-серые (до белых) с желтым оттенком мелко- реже среднезернистые, иногда с гравием и мелкой галькой кварца. Алевриты коричневые или бурые слюдистые с незначительной примесью глинистого цемента, часто чередуются с тонкими (0,5–1,0 см) прослоями алевритов светло-серых или коричневатых-серых мучнистых, слюдистых. Мощность пластов алевритов достигает 1,5–2,0 м. Для песков и алевритов характерна тонкая субгоризонтальная мелколинзовая слоистость, знаки ряби, реже косяя слоистость. Глины алевритовые темно-коричневые («шоколадные»), микрослоистые, плотные, слюдистые. Прослой глины (до 0,1–0,15 м) приурочены, как правило, к верхней половине разрезов пачек. С глинами и

алевритами ассоциируют тонкие прослои и стяжения глинистого сидерита. В отдельных разрезах абросимовская свита почти нацело сложена какой-либо одной из вышеперечисленных литологических разностей. В подошве нередко отмечается маломощный базальный слой (мощностью до 5–20 см) неравномернозернистого песка с включением глинистых окатышей, обломков лигнитизированной древесины.

Все упомянутые разности пород, слагающих абросимовскую свиту, сложно чередуются — как в вертикальном разрезе, так и по латерали. По преобладанию той или иной литологической разновидности в целом для территории устанавливаются два основных типа разреза: существенно алевритовый, в котором глинистые и песчаные разности пород имеют подчиненное значение; преимущественно глинистый, где долевое участие песчаных разностей незначительно, а алевритовые глины и алевриты преобладают. В естественных выходах нередко на небольшом протяжении отмечаются литолого-фациальные переходы и смена одного типа разреза другим.

Для свиты в целом характерны отсутствие карбонатности, коричневые, темно-серые и бурые тона окраски, диагенетические конкреции глинистого сидерита, прослойки и линзочки фитодетрита, скопления крупной углефицированной растительной сечки, обломки и стволы лигнитизированной древесины. Необходимо отметить, что прослои и линзы лигнитов, сопряженные с линзами озерно-болотных литофаций, в составе угленосной абросимовской свиты встречаются исключительно редко.

Абросимовская свита характеризуется сравнительно устойчивым минералогическим составом. В легкой фракции песчано-алевритовых разностей пород доминируют кварц (50–65 %) и полевые шпаты (30–40 %). Постоянно присутствует бесцветная слюда (до 4 %), кремнистые (до 3,5 %) и хлоритизированные (до 0,6 %) обломки пород. Тяжелая фракция, выход которой достигает 4 %, представлена циркон-ильменит-эпидотовой ассоциацией минералов. Постоянно отмечаются рутил, турмалин, гранат, цветная слюда. Глинистые минералы представлены смешаннослойными образованиями гидрослюда—монтмориллонит, монтмориллонитом, хлоритом; отмечается органика. Литолого-фациальный состав, ритмичность напластования, степень сортировки и текстура осадков свидетельствуют о формировании абросимовской свиты в условиях гидродинамически спокойной, преимущественно озерно-болотной среды, периодически сменяющейся проточной (речной) обстановкой седиментации, что возможно лишь при относительно стабильном слабоколебательном тектоническом режиме.

Свита охарактеризована комплексами листовой и семенной флоры, спор и пыльцы, диатомовых водорослей. Из разрезов абросимовской свиты на р. Лямин В. П. Никитиным [165] выделена флора «тарко-васюганского» типа. Самый ранний «ляминский» комплекс выделен по разрезу в 75–85 км выше по течению от устья Лямина. Флора этого уровня является переходной от журавской (туртасской). Лишь 36 % родов растений сохранили своих инситных представителей на рассматриваемой территории. Ляминская флора, по В. П. Никитину, свидетельствует о том, что

на осушенных участках дна туртасского озера-моря развивались богатые хвойно-широколиственные леса с обильными таксодиевыми. Среди трав преобладали водно-болотные растения. Леса изобиловали лианами и имели развитый подлесок.

Следующий флористический уровень — «екатерининский» — прослеживается В. П. Никитиным от бассейна р. Лямин (пос. Горшково) до Омско-Тарского Прииртышья. Он содержит 40 % местных родов, 47 % — экзотических и 13 % вымерших форм. Исчезают многие представители тургайской флоры и появляется ряд молодых, преимущественно плиоценовых и четвертичных растений. Возраст «екатерининской» флоры, по мнению В. П. Никитина, — аквитанский.

Палинокомплексы [260, 309] из абросимовской свиты отражают деградацию тургайской растительности. В них доминируют миоспоры покрытосеменных растений, главным образом мелколиственных пород — *Alnus*, *Betula*, *Salix*. Пыльца широколиственных пород (семейства Juglandaceae, Fagaceae, Ulmaceae и др.) обычно уступает в количественной составляющей комплекса. Постоянно присутствует пыльца *Jlex*, *Nyssa*. Характерно значительное количество трав, в основном водных и водно-болотных (*Sparganium*, *Potamogeton*, *Trapa* и др.). Ксерофиты присутствуют в незначительном количестве (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*). Пыльца голосеменных растений малочисленна и представлена *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, а также *Taxodiaceae*, *Sequoia* и др.

Свита охарактеризована комплексом диатомовых водорослей. По заключению Н. В. Рубиной, в разрезах абросимовской свиты Нижнего Прииртышья обнаружены ассоциации диатомовых водорослей, отличительной особенностью которых служит появление новых видов: *Aulacosira atlymica* (Rub.) Moiss., *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss., *Melosira (?) pileolus* Rub. и др., характерных для абросимовской свиты Западной Сибири.

Вещественный и фациальный состав пород абросимовской свиты, наряду с мелкой ритмичностью напластования, свидетельствует о периодической смене проточных условий осадконакопления преимущественно озерными и болотными. Возраст свиты — раннемиоценовый. Мощность — до 60 м.

Бурдигальский—тортонский ярусы

Бещеульский—таволжанский горизонты. Пелымская толща (N_{1pl}) выделена В. А. Лидером (1956 г.) в бассейне Северной Сосьвы. По результатам картировочного бурения [260, 309] она установлена на юго-западе площади листа Р-42 (скважины 20-Зр, 21-Зр, 26-Зр, 206), в пределах Белогорского Материка (междуречье Обь—Надым—Лыхма, скважины 205, 202, 7РГ, 8РГ), субширотной гряды Сибирских Увалов (скважины 73, 14, 12РГ и др.), ее северного и южного склонов. Выходы толщи в береговых обрывах неизвестны. Ближайшие обнажения этих пород (поселки Низямы, Изба Шеркальская и др.) находятся на незначительном удалении от западной и северной рамок листа ниже по течению Оби. Характер распространения толщи в виде линейно-вытянутых контуров указывает на

приуроченность разрезов к древним долинам разных порядков. Следует отметить, что показ неоправданно широкого площадного распространения пелымской толщи на некоторых региональных картах и листах Госгеолкарты-200 в пределах высоких междуречий (свыше 80–100 м абсолютной высоты) обусловлен ошибочным отождествлением ее с литологически сходными осадками более молодых рельефообразующих свит.

Пелымская толща залегает с резким угловым (эрозионным) несогласием на породах континентального палеогена и нижнего миоцена (абросимовской свиты), выполняя глубокие врезы (палеодолины). Абсолютные отметки подошвы на площади листа испытывают колебания от 90–100 м (скв. 91 и др.) до минус 7–14 м (скважины 20–3р, 12РГ и др.), максимальная высота кровли достигает 130–140 м (скважины 91, 8РГ и др.). Кровля всюду размыта и погребена под разновозрастными плиоцен-четвертичными образованиями, наиболее древними из которых являются породы кеушкинской толщи (нижний плиоцен).

На площади листа разрезы пелымских отложений весьма однотипны по своему строению, составу и хорошо сопоставляются между собой. В полных вариантах толща образует нормально построенный осадочный цикл, представленный нижней песчаной и верхней алевропелитовой крупными пачками.

Нижняя, наиболее мощная пачка сложена преимущественно песками светло-серыми, до белых, «атлымовидными», средне- и мелкозернистыми, полевошпатово-кварцевыми, реже — кварцевыми. В основании разреза осадки характеризуются потоковой слоистостью аллювиального типа (линзовой, косой, диагональной и т. д.). Местами (по керну) отмечаются слои черного шлиха и мелкой растительной трухи, фитодетрит, стяжения гидроокислов марганца. В базальном слое наблюдается масса переотложенного материала — от окатышей псаммитовой размерности до глинистых конгломератов, глыб (по документации — иногда «линз») и катунов пород олигоцена. Локально над нижним контактом залегают галечники, гравий, линзы конгломерата (мощность до 1,5 м) с глинисто-опалово-железистым цементом. В составе конгломерата преобладают в разной степени окатанные обломки уральских пород, нередко выветрелых, встречается щебенка эоценовых опок.

Кверху пески приобретают мелкую параллельнослоистую текстуру, более тонкий мелкозернистый (до тонкозернистого) состав, содержат стяжения гидроокислов марганца в виде «дробин», прослой (до 2 м) глин и алевритов. Ближе к кровле последние, за счет частого переслаивания с песками, образуют местами маломощную (до 3–5 м) пограничную пачку с кроющей верхней пачкой алевропелитов и алевритов (скважины 12РГ, 26-3р и др.). Мощности нижней пачки, в зависимости от гипсометрического положения ступеней погребенного рельефа и интенсивности послепелымского размыва, колеблется в широких пределах — от 3–5 до 60 м.

Верхняя пачка чаще всего (скважины 12РГ, 77, 91 и др.) представлена чередованием в разрезе тонкоотмученных алевритов, алевритовых глин и пелитов диатомито- и трепеловидного облика, нередко с участием прослоев светло-серого мелко- и тонкозернистого, пылеватого песка. Для пород

характерна тонкая параллельнослоистая, местами волнистая текстура. Во влажном состоянии они серые со слабым коричневатым или зеленоватым оттенками, в сухом — светло-серые, желтовато-серые, кремовые, часто мучнистые. Иногда вблизи кровли и подошвы отмечаются тонкие (1–3 см) прослои темно-серой алевритистой или аргиллитоподобной жирной глины, с которыми ассоциируют скопления гидроокислов марганца в виде окрашенных в черно-фиолетовый цвет пропласточков глинистых алевритов или плотных черных корочек. Для массивных трепеловидных алевропелитов характерны черные мелкие (до 1 см) стяжения гидроокислов марганца с неровной поверхностью. Спорадически встречаются мелкогравийные угловатые включения кварца, кремней и опоки.

Нередко разрез верхней пачки представлен непостоянным мелким (до тонкого) переслаиванием коричневатых или зеленоватых глинистых алевритов и алевритовых глин со светло-серыми мучнистыми алевритами и белыми мелко- и тонкозернистыми полевошпатово-кварцевыми, слюдяными песками с тонкой параллельной или линзовидно-волнистой слоистостью. Породы содержат лигнитизированную мелкую растительную труху и фитодетрит коричневого и темно-коричневого цветов. В зависимости от преобладающей окраски, текстурных особенностей, характера включений этот вариант разреза верхней пачки иногда ошибочно отождествляют с отложениями олигоцена и абросимовской свитой. Породы довольно плотные, местами (по керну) разбиты системой трещин с железистыми и марганцовистыми корочками по поверхности и обнаруживают дислоцированность слоев. По облику и текстурным особенностям осадков этот тип разреза толщи, несмотря на имеющиеся различия, напоминает бещеульскую свиту юга региона, с которой ее не без оснований сопоставляет на севере А. Е. Бабушкин [10].

В большинстве разрезов толщи на площади листа пачка полностью размыта. Мощность ее изменяется в пределах от 1–5 до 15–20 м и, возможно, более. Мощность пельмской толщи, вскрытая скважинами, не превышает 60–65 м.

По минеральному составу [41, 260, 309] «атлымовидные» пески нижней пачки отличаются от песков атлымской свиты, других стратонов палеогена и абросимовской свиты. Пески преимущественно полевошпатово-кварцевые, реже — кварцевые.

В легкой фракции на долю (%) кварца приходится от 75 до 93, полевых шпатов — до 18–20, опала — до 1,5, глауконита — до 1,5, слюды — до 1,5–2. Тяжелая фракция представлена (%) магнетитом + ильменитом (30–40), эпидотом (до 35–45), роговой обманкой (8–12); в незначительных количествах (1–3) присутствуют циркон, рутил, гранат, турмалин, лейкоксен, в долях процента — хлорит, серицит. Выход тяжелой фракции — 1–3 %. Обращает на себя внимание постоянно высокое содержание группы эпидот–цоизита, являющееся одним из коррелятивных признаков песков пельмской толщи.

По данным [309] микроскопического изучения 17 шлифов (скв. 26-Зр, гряда Пельгып) из верхней большей части разреза можно заключить, что пески нижней пачки удивительно одинаковы по составу и структуре,

хорошо сортированы, с небольшим количеством глинистого цемента базального типа. По заключению С. С. Сухоруковой, большая часть нижней пачки пельмской толщи накапливалась в гидродинамически спокойной обстановке бассейна типа «эстуария» и в условиях гумидного климата.

В гранулометрическом составе [41, 260] верхней (алевроглинистой) пачки (%) заметно преобладает алевритовая фракция (до 65–75), пелитовая составляет 20–25, псаммитовая — до 5–6. В легкой фракции доминируют кварц и опал, содержащиеся примерно в равных количествах (по 30–40 % каждый), полевые шпаты составляют 8–10 %, глауконит — до 7–9 %, слюда — 6–8 %. Тяжелая фракция содержит (%) магнетит–ильменит (до 40–45), эпидот (15–20), циркон (5–7), гранат (до 6), рутил (5–7), роговую обманку (6–8), лимонит (до 7), дистен (до 1), пирит (1–3). Минеральный состав указывает на значительную долю в породах верхней пачки переотложенных эоценовых диатомитов и диатомовых глин.

В разрезах пельмской толщи изучались [260, 309] микрофауна (И. Н. Семенов), диатомеи (Н. В. Рубина, Н. А. Скабичевская, Н. Т. Соловова), семенная флора (В. П. Никитин), споры и пыльца (Т. Г. Семочкина, Н. Б. Дрожжих, Н. И. Рыбак, И. А. Кулькова). Микрофауна не обнаружена. Диатомовый анализ показал наличие массового количества переотложенных эоценовых и позднемиоценовых форм. Во всех пробах присутствуют также переотложенные радиолярии и спикулы губок. Палеокарпологический анализ проб из скважин, пробуренных на гряде Пельтып [309], не выявил в пельмской толще каких-либо морфологически определенных остатков. По степени гелификации фитодетрита В. П. Никитин [165] предполагает антропогенный (без уточнения) возраст вмещающих пород. Бедная семенная флора с *Azolla tomentosa* Nikit. определена В. П. Никитиным по двум пробам из песков нижней пачки пельмской толщи («низямских слоев») [41, 310] за пределами района, в обрыве правого берега Оби ниже пос. Низямы.

В. П. Никитин отмечает, что вмещающий флору аллювий пережил интенсивный субаэральный диагенез в условиях достаточно теплого климата. Состав ископаемых растений несомненно указывает на третичный возраст вмещающих осадков, а обедненность комплекса позволяет датировать его лишь в широких пределах — от позднего олигоцена до миоцена (включительно и предпочтительно).

По составу спорово-пыльцевых спектров [41, 260, 309] в растительных ландшафтах пельмского времени на площади листа преобладали сосново-березовые леса при незначительной роли еловых (вдоль долин рек). На водоразделах и склонах южной экспозиции во многих местах произрастала степная и лесостепная растительность. В бассейне Конды [309] устанавливается широкое развитие березово-сосновых лесов с участием теплоумеренных мезофильных пород.

Н. Б. Дрожжих, изучавшая спектры на всей территории листа, полагает, что теплый и относительно влажный климат начальной фазы цикла сменился сухим и относительно теплым. Начавшиеся еще в абросимовское время похолодание и иссушение продолжались на бещеульском этапе и сопровождалась преобразованием позднеургальской флоры в неогено-

вую, закончившимся к ишимскому времени — моменту появления многих элементов плиоцен-четвертичной флоры.

Изложенные материалы указывают на смену в процессе накопления пелымской толщи речных условий обстановкой типа «эстуария» (нижняя пачка) и в дальнейшем крупного озерного бассейна (верхняя пачка).

По положению в сводном разрезе, ряду литофациальных и палеонтологических признаков пелымский литоцикл уверенно коррелируется с бешеевско-таволжанским и эквивалентными ему разрезами неогена юга Западной Сибири. Вопрос о возрасте пелымской толщи окончательно не решен, но по сумме палеонтологических данных в сочетании с межрегиональной корреляцией наиболее обоснованным представляется миоцен—начало раннего плиоцена. В настоящей работе возраст ее принят, согласно РСС-2001 [215], как ранний—поздний миоцен. Имеющаяся ТЛ-дата 1260 ± 300 тыс. лет из низов толщи (скв. 26-3р) [6] противоречит геологическим данным.

Пелымским литоциклом, по мнению П. П. Генералова [41], «начинается формационный ряд последовательно вложенных друг в друга новейших аллювиально-ледово-бассейновых осадочных циклов северных платформенных равнин». По строению, наличию глубокого эрозионного размыва и самого резкого в миоцене углового несогласия, а также ряду других признаков пелымский литоцикл «все больше тяготеет к осадкам ямальского комплекса». В этой связи стратиграфическое «зияние» между пелымской толщей и послемiocеновым осадочным комплексом представляется не намного большим, чем между пелымской и абросимовской свитой.

Плиоцен-четвертичные отложения территории залегают на палеоген-миоценовых породах с резким угловым (эрозионным) несогласием. Суммарная мощность стратонев новейшего осадочного комплекса оценивается [310] в 800—1000 м.

Вопросы стратиграфического расчленения, возраста и корреляции его доказанцевской части на территории Обь-Иртышского Севера являются предметом дискуссии. Наибольшие расхождения касаются генезиса слоев, содержащих горизонты диамиктонов, которые еще полвека назад многими геологами рассматривались в качестве морен континентальных оледенений. Альтернативная концепция, опирающаяся на результаты среднemasштабных площадных геологосъемочных, инженерно-геологических работ и тематических исследований конца прошлого столетия, обосновывает водное (ледово-бассейновое) происхождение этих образований и их идентичность ледниково-морским аналогам на Крайнем Севере региона.

Лист Р-42 составлен в соответствии с Легендой-1000/3 [278], в которой сохранились основные положения и подходы к картированию новейших отложений ее предшественницы — Легенды-200 [279]. Расхождения между составителями Легенды-1000/3 и РСС-2000 и -2001 [212, 215], касающиеся стратиграфического расчленения, возраста и объема стратонев плиоцен-четвертичных образований площади листа, отражены на рис. 9.

Плиоцен-среднечетвертичные отложения, заключающие горизонты диамиктонов, объединены в устьиртышский комплекс, который эквивалентен ямальскому того же возрастного диапазона. Комплекс

формировался в условиях резко расчлененного рельефа [36, 48, 310 и др.]. В начальные этапы накопления амплитуда последнего в районе достигала 450 м и более. Подошва комплекса в переуглублениях фиксируется на абс. отм. от минус 30–50 м в низовьях Иртыша до минус 160–170 м и, возможно, более в бассейне Казыма, кровля — до 240–250 м (Белогорский Материк). Периоды эрозионного расчленения чередовались с периодами аккумуляции. Этим фактором обусловлено многообразие конкретных разрезов в зависимости от приуроченности последних к разным элементам погребенного и современного рельефа и, в значительной степени, обилие переотложенного материала подстилающих миоцен-палеогеновых пород во всех фракциях осадков комплекса — от пелитовой до грубообломочной, а также громадных блоков-отторженцев.

В составе устьиртышского комплекса выделяется ряд толщ и свит (ритмосвит, осадочных циклов), каждая из которых представлена закономерно чередующимися в разрезе пачками, отражающими последовательность изменения обстановок осадконакопления. Последние обусловлены тектоно-эвстатическими колебаниями базиса эрозии (сменой трансгрессий и регрессий). Альтернативная палеогеографическая гипотеза [89, 90, 101, 142 и др.] предполагает чередование покровных оледенений и межледниковий. Устьиртышский комплекс, согласно Легенде-1000/3, включает две крупные осадочные серии: шурышкарскую (плиоцен—эоплейстоцен) и иртышско-белогорскую (нижний—средний неоплейстоцен). Они разграничены между собой поверхностью размыва (эрозионного несогласия) и завершаются (каждая) толщами рельефообразующих регрессивных песков.

ПЛИОЦЕН

В состав плиоцена входят кеушкинская, горкинская и карымкарская толщи, образующие нижнюю подсерию шурышкарской серии.

Нижний подотдел

Новостаничный горизонт. Кеушкинская толща (l, mN₂kš). Озерные и морские отложения кеушкинской толщи выделены П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [36, 48, 310] по составному стратотипу в серии обнажений правого берега Оби вблизи пос. Кеушки (обн. 17). Эти отложения вскрыты в основании многих обрывов Белогорского Материка (на отрезке пос. Октябрьский—г. Ханты-Мансийск) до 30–40 м над урезом воды. Первичное залегание их нарушено экзотектоническими и древнеоползневыми дислокациями. При этом пластические деформации находят в сложных сочетаниях с дизъюнктивными зонами и плоскостями субвертикальных срывов, просядок и других нарушений слоев.

Кеушкинская толща в Белогорье слагает прибортовые фрагменты переуглубленной прадолины Оби, местами выведенные на поверхность за счет проявления вторичной складчатости нагнетания, в том числе процессов диапиризма. Подошва ее в переуглублениях фиксируется по скважинам на отметках до 120–130 м ниже у. м. в низовьях Казыма, повы-

Система	Надраздел Отдел	Раздел Подотдел	Звено Ярус	Легенда Карты плиоцен-четвертичных образований Госгеокарты - 1000/3 листа Р-42 (Западно-Сибирская серия)	Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно- Сибирской равнины, 2000	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (КВАРТЕР)	ГОЛО- ЦЕН			Аллювий пойменных террас	Аллювий пойменных террас	
				Аллювий I надпойменной террасы	Аллювий I надпойменной террасы	
	ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	Лимноаллювий II надпойменной террасы	Лимноаллювий II надпойменной террасы	
				Лимноаллювий III надпойменной террасы	Лимноаллювий III надпойменной террасы	
				Лимноаллювий IV надпойменной террасы	Лимноаллювий IV надпойменной террасы	
				Кальчинская толща	Сузгунская толща	
			Среднее	Надымская толща	Белогорская свита	
				Сузгунская свита	Ширтинская свита	
				Белогорская свита	Чурымская свита	
				Чурымская свита	Самаровская свита	
				Кормужиханская свита	Тобольская свита	
				Чембакчинская свита	Чембакчинская свита	
				Нижнее	Халасинская толща	Семейкинская свита
					Вынтьинская толща	Низямская свита
	Пельтыпская свита					
	Халапантская свита					
				Семейкинская свита	Талагайкинская свита Казымская свита	
				Талагайкинская свита		
	ЭОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	Яглинская толща	Яглинская свита		
			Няганская свита			
			Казымская свита			
		Нижнее	Мужинская толща	Мансийская толща		
			Ханты-Мужинская толща			
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	верхний	гелазский	Карымкарская толща		
		средний	пьяченцкий	Горкинская толща		
		нижний	заклийский			
				Кеушкинская толща		

Рис. 9. Схема корреляции местных плиоцен-четвертичных стратиграфических подразделений Западно-Сибирской равнины в пределах территории листа. Составил Ю. П. Черепанов.

шаясь в южном направлении до минус 46–50 м (г. Ханты-Мансийск). Она с размывом и резким эрозионным (угловым) несогласием залегает на породах палеогена и миоцена, перекрывается по эрозионному, местами дислокационному контакту осадками горкинско-карымкарского литоцикла среднего(?)—позднего плиоцена и четвертичными. Наиболее полный «перекрытый» разрез, который можно рассматривать в качестве гипостратотипа кеушкинской толщи, установлен по серии скважин глубиной до 200–208 м, пробуренных на поверхности Самаровского «останца» (г. Ханты-Мансийск).

В составе толщи на площади листа выделяются четыре пачки. Наиболее мощный (41,5 м) разрез песков нижней пачки вскрыт скважинами (Самаровский «останец») под диамиктоном в интервале 124,5–166 м [6, 121б, 260]. Абсолютная отметка подошвы — минус 45–50 м. Не исключено, что она опускается еще ниже. Большую часть (32,5 м) пачки сверху представляют пески тонко- и мелкозернистые с гравием полимиктового состава. Вниз по разрезу они переходят в супеси с субпараллельной тонкой слоистостью за счет прослоек светло-серого мелкозернистого песка. По всему разрезу встречаются гравий и галька (до 5 см) I, II классов окатанности. Присутствуют (вблизи подошвы) прослой (0,3–0,8 м) ленточнослоистого песка с участием уплотненных слоев слабообразовавшейся растительной трухи. В базальном слое, помимо грубообломочного материала уральских изверженных пород и опок, отмечаются пластинчатые обломки легко ломающейся и растирающейся до пыли лигнитизированной древесины. Р. Б. Крапивнер [6, 274] относит пески нижней пачки к новомихайловской свите олигоцена, С. А. Архипов [6] — к аллювию талагайкинской свиты раннего неоплейстоцена.

На нижнюю пачку, а чаще непосредственно на олигоцен-миоценовые породы трансгрессивно налегает толща глинисто-суглинистых отложений, в полных разрезах которой выделяются еще три пачки. Для второй снизу и верхней характерны диамиктоны — плотные, тяжелые суглинки. С поверхности обрывов в них проявляется крупная оскольчатая структура. Постоянно присутствуют включения гравия, гальки и валунов интрузивных и метаморфических пород осевой части Урала, иногда дресвы и щебня опок, тонкие прослой и линзы песков, крупные окатыши и обломки местных глинистых пород палеогена. В ряде обнажений диамиктоны включают пропластки коричневатых-черных палеоценовых глин и светлых брекчированных рыхлых эоценовых опок. Мощность их — от первых сантиметров до 4 м. В разрезе Самаровского «останца» над верхней пачкой диамиктонов опоки слагают «пласты» или, вероятнее всего, серию крупных блоков мощностью 10–30 м. Механизм их переотложения до конца не ясен, хотя и существует ряд гипотез (Васильев, 1946 г.; Щацкий, 1965 г.; Кузин, Чочиа, 1966 г.; Зубаков, 1972 г.; Крапивнер, 1969, 1986 гг. и др.). Мощность нижней пачки диамиктонов — 7–8 м и более, верхней — 5–20 м.

Третья снизу пачка кеушкинской толщи в обрывах Белогорья, залегающая между пластами диамиктонов, представлена синевато-серыми алевролитистыми глинами и алевролитами плотными, иногда с полигональной

отдельностью, без грубообломочного материала или со спорадически рассеянным гравием. Изредка по разрезу отмечаются тонкие (до 0,3 м) прослои мелкозернистых песков и супесей. В отдельных интервалах слоистость нитевидная, ленточная. Местами некоторые прослои обогащены тонкораспыленным фитодетритом. В разрезе Самаровского «останца» пачка имеет двучленное строение [1216]: верхняя часть ее — алевритистые глины с ленточной слоистостью, нижняя — переслаивающиеся ленточные алевриты и пески. При этом алевритовые прослои (до 10–12 м) преобладают и местами полностью слагают разрез нижней подпачки. Мощность редких прослоев песков не превышает 3–4 м. Мощность пачки в обрывах Белогорского Материка (обн. 8, 17 и др.) достигает 8–12 м, по скважинам в районе Самаровского «останца» — 35–40 м.

Мощность кеушкинской толщи в прадолине Казыма не превышает 60–70 м, а на территории листа достигает 100–120 м.

В петрографическом составе диамиктонов преобладают интрузивные и метаморфические породы осевой части Урала [1216, 142, 310]: перидотиты, пироксениты, габбро, габбронориты, сиениты, андезитовые порфириды, габбро-диабазы, биотиты, плагиоклазовые и гранат-биотитовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, кварцитопесчаники и др. Валуны пород нижних ярусов восточного склона Урала встречаются редко. Известны (Яковлева, 1961 г.; Милюкова, 1958 г.) находки валунов пород, в том числе пермского песчаника, с фауной с западного склона Урала.

Палеонтологические данные по кеушкинской толще невыразительны. Макро- и микрофауны в ней не обнаружено, за исключением переотложенных палеогеновых агглютинированных фораминифер, спикул губок и радиолярий. Постоянно присутствуют [36, 1216 и др.] верхнемеловые и палеогеновые морские диатомеи, а также пресноводные, встречающиеся и в неогене: *Melosira praeislandica* J o u s é, *Melosira praedistans* J o u s é, *Melosira praegranulata* J o u s é в количествах от «единично» до «часто», спорадически — остатки «четвертичных» пресноводных форм *Navicula amphibola*, *Navicula* sp., *Pinnularia* sp.

В песчаной пачке (интервал абс. отм. минус 45,5–47,5 м) кеушкинской толщи Самаровского «останца» [6] Е. А. Пономаревой была обнаружена ископаемая семенная флора типа «диагональных песков» и «сизых суглинков». В ней присутствуют: *Azolla interglacialica* N i k i t., *Selaginella selaginoides* L i n k., разнообразная группа рдестов, локальные термофилы *Potamogeton natans* L., *Hydrocharis morsus ranae* L., *Najas marina* L., а также региональные экзоты *Caulinia tenuissima* (A. B r. et M a g n u s) T a v e l. Все перечисленные виды, известные в основном с миоцена, к концу плиоцена появляются уже в массовых количествах. Восстанавливаются ассоциация флоры елового леса и климат, сходный с современным, но более близкий к умеренному, достаточно теплomu. Мегаспоры *Azolla interglacialica* обнаружены Т. Д. Колесниковой [1216] также в основании ленточнослоистых алевроглин пачки 3.

В спорово-пыльцевых комплексах кеушкинской толщи, наряду с массой переотложенной мел-палеогеновой пыльцы, выделяются характерные

сингенетичные ассоциации. Все они относятся к лесному типу и свидетельствуют о том, что климат был довольно умеренным, а в начальные этапы — теплее современного. Тенденция к изменению спектров от более «теплых» к более «холодным» отмечается в работах И. А. Волкова и др. (1973 г.), П. П. Генералова [36], Д. Г. Зилинга [94], Р. Б. Крапивнера [1216] и др.

Для алевроглин «межморенной» ленточнослоистой пачки С. А. Архипов [142] приводит четыре ТЛ-даты. Две из них — 290 ± 59 тыс. лет (основание пачки) и 280 ± 58 тыс. лет (верхи пачки) — получены в обн. 8 (ниже устья р. Кормужиханка), а еще две — 445 ± 110 и 550 ± 110 тыс. лет — соответственно основание и средняя часть пачки из разреза Самаровского «останца». Оба варианта ТЛ-дат (для одновозрастных слоев) противоречат не только друг другу, но и всей совокупности геологических данных.

Возраст кеушкинской толщи трактуется в зависимости от палеогеографических воззрений в широком диапазоне — от позднего миоцена до среднего неоплейстоцена. В последних региональных стратиграфических схемах неогена (2001 г.) [215] и квартера (2000 г.) [212] ей не нашлось места. Вместе с тем в первой из них помещена (в интервале середина позднего миоцена—середина раннего плиоцена; павлодарский—новостаничный горизонты) новопортовская толща (преимущественно диамиктоны). По условиям залегания в основании новейшего осадочного комплекса севера региона, формационным, морфостратиграфическим, литологическим и другим критериям она является возрастным аналогом кеушкинской. Палеомагнитные исследования (Генералов, 1966 г.) новопортовского разреза указывают на его принадлежность к верхам зоны Гильберта—низам зоны Матуяма, то есть на конец позднего миоцена—плиоцен. В Легенде-1000/3 [279] кеушкинская толща отнесена к раннему плиоцену (новостаничный горизонт) как аналог новопортовской толщи.

Нижний—средний подотдел

Кулундинский горизонт. Горкинская толща (l, m, aN₂gr) выделена П. П. Генераловым [279] с составным стратотипом по скважинам, пробуренным в долине Оби на отрезке устье Казыма—пос. Горки. Автор рассматривает эти отложения в качестве эквивалента нижней пачки (базальные и ингрессионные литофации) карымкарской свиты притоков и прибортовых частей прарусла Оби, «раскрытого» в осевые зоны максимального (из плиоцен-четвертичных) эрозионного вреза. На площади листа горкинская толща залегает в основании второго (послекеушкинского) типа разреза переуглублений. Подошва ее зафиксирована в интервалах абс. отм. минус 60—120 м (долина Оби), минус 30—220 м (долина Казыма). Толща вскрыта скважинами профилей Березово—Казым—Хул-Лор [244] и Атлым—Урманый [259]. Второй тип разреза переуглублений, представленный рядом литопачек и характерных контактов, был расчленен Ю. Ф. Захаровым [54, 90] (снизу вверх) на шайтанскую, казымскую и устьяпинскую толщи (позднее свиты).

В составе горкинской толщи преобладают диамиктоны — плотные неслоистые структурные суглинки, реже — тяжелые супеси, с рассеянными по всему разрезу включениями гравия и гальки, редко валунов кристаллических пород уральского происхождения. Нижние слои толщи, особенно на уровне базального горизонта (над контактом), сильно обогащены перематым и перетертым материалом местных пород, обломками разной величины и окатанности опок, диатомитов, алевролитов. Иногда (скв. 15Кз) базальный слой представлен песками (до 3 м) с мегакластами. Изредка по керну в разрезе толщи (скв. 13Кз) наблюдаются прослой (до 5 м) алевроитов тонкослоистых и песчаников. Мощность горкинской толщи колеблется на площади района от 7–14 до 60–80 м.

Палеонтологические остатки в горкинской толще детально не изучались. Известны [54, 89] лишь сведения о наличии переотложенных меловых и палеогеновых форм (спорово-пыльцевых, диатомовых). К северу от площади листа в керне скв. 7-к Нарыкарского профиля с глубины 176 м микропалеонтолог З. И. Зельманова (1967 г.) обнаружила в суглинках горкинской («шайтанской») толщи *in situ* бедный (семь форм) комплекс фораминифер с *Protephidium orbiculare* (V g a d y), *Elphidium obesum* G u d i n a и др. Здесь же найдена остракода, близкая (заключение Е. В. Постниковой) к морскому виду *Normanicythere leioderma* (N o r m a n).

На основании изложенного, бассейновое происхождение горкинской толщи оказывается наиболее предпочтительным. Осадки накапливались, по-видимому, в обстановке сублиторали значительно опресненного «озера-моря» («лагуны») с глубинами, позволяющими дрейф плавучих льдов и небольших айсбергов. Альтернативная точка зрения предполагает ледниковое происхождение горкинской толщи, рассматривая ее как континентальную морену в составе шайтанского горизонта раннего неоплейстоцена или как ледниково-морские («тильтимские») слои на крайнем севере региона.

В РСС-2001 [215] горкинская толща помещена на уровне своего стратиграфического аналога — мыскаменской свиты — в составе кулундинского горизонта (плиоцен). В РСС-2000 четвертичных отложений [212] мыскаменская свита датирована в объеме верхов кулундинского (поздний плиоцен)—низов кочковского (ранний эоплейстоцен) горизонтов; горкинская толща в корреляционной части здесь вообще отсутствует. В Легенде-1000/3 [278] весь горкинский-карымкарский (сорюнтайско-тиутейяхский) литоцикл эпохи максимальной (второй ямальской) трансгрессии мощностью более 140 м помещен в рамки кулундинского горизонта (плиоцен). Учитывая факт традиционного (от РСС к РСС) «скольжения» корреляционной шкалы относительно международной и региональной, положение горкинской толщи в сводном разрезе устьиртышского комплекса между кеушкинской и карымкарской толщами, считаем допустимым условно датировать ее средним плиоценом (низами кулундинского горизонта).

Верхний подотдел

К а р ы м к а р с к а я т о л щ а (l, m, aN₂kr) выделена П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [48, 310] со стратотипом в обн. 7 Карымкарского

Яра (район пос. Новые Карымкары). На кеушкинской толще и более древних образованиях она залегает по поверхности размыва, с базальным аллювием над нижним контактом. В обрывах Белогорского Материка и горы Пионерская эти осадки имеют нарушенное залегание, часто с крутым (до субвертикального) падением. В зависимости от первичных неровностей предкарымкарского рельефа и последующих деформаций слоев подошва толщи в обнажениях то поднимается до высоты 20–30 м, то опускается в переуглубления под уровень пляжа.

Карымкарская толща последовательно по контакту неглубокого площадного размыва перекрыта ханты-мужинской толщей раннего эоплейстоцена. Более молодые отложения залегают с глубоким эрозионным размывом и стратиграфическим несогласием. Кровля карымкарской толщи следится в диапазоне абс. отм. 44–100 м.

В статорайоне [36, 310], где толща имеет наиболее представительные разрезы, выделяется до пяти литопачек, образующих ритмосвиту выдержанного по площади строения.

Пачка 1 развита локально и залегает в понижениях предкарымкарского рельефа. Она представлена галечно-гравийно-песчаными отложениями, для которых характерны: обилие опок, вплоть до присутствия в составе гравия, гальки и крупного песка только опокового материала; наличие среди песков линз, обогащенных сильно окисленной растительной трухой. Верхняя часть пачки местами сложена мелко- и тонкозернистыми песками; с ней ассоциируют мелкие линзы плотных песчанистых глин. В ряде обнажений осадок уплотнен или слабо сцементирован гидроокислами железа. Для пачки характерна линзовая или косая слоистость с круто срезанными контактами между сериями слойков, реже — тонколинзовая субпараллельная. Строение и литолого-фациальный состав пород пачки 1 указывает на наличие в разрезе как речных (базальных) слоев — преимущественно маломощного инстративного аллювия, так и «ингрессионных» литофаций. Видимая мощность пачки, местами уходящей под урез воды, — от первых до 12 м.

Пачка 2 имеет более широкое распространение по сравнению с нижней. В полных разрезах (9–10 км ниже устья Мал. Атлыма и др.) непосредственно над пачкой 1 залегают ленточные алевриты, переходящие кверху в неравномерно-параллельнослоистые плотные супеси и мелкозернистые пески. Выше следуют оскольчатые супеси нечеткослоистые с редкими включениями гравия и гальки, с прослойками (в нижней части) мелкозернистых песков. Полная мощность пачки 2 неизвестна, видимая не превышает 7–8 м.

Пачка 3 развита еще более широко и представлена существенно мелкозернистыми (до среднезернистыми) в разной степени глинистыми неравномерно железненными песками с мелкими линзочками гравия и гальки. Характерна значительная примесь пылеватых частиц, реже встречаются хорошо сортированные пески. Слоистость часто параллельнолинзовая, субпараллельная до нитевидной и (локально) пологодиагональная, местами деформирована. Нижняя граница пачки — четкая, иногда неровная дислокационная или трансгрессивная, спорадически — без признаков

размыта. В верхней части, реже по всему разрезу пески переслаиваются с супесями и песчанистыми глинами. Рисунок текстуры усложнен дислоцированностью, в том числе обилием микротрещин, смещениями, разорванностью и перемятостью слоев. В обнажении горы Пионерская (г. Ханты-Мансийск) пачка сложена [13] гравием с галькой и гравийными параллельнослоистыми песками мощностью 3–4 м. Мегакласты представлены как уральскими породами, так и опоками. Мощность пачки 3 в обрывах Белогорского Материка изменяется в пределах 3–15 м.

Пачка 4 сложена структурными листовато-оскольчатыми (на поверхности обрывов) плотными суглинками и супесями, в которых рассеяны включения гравия и гальки, редкие валуны. Субпараллельная слоистость подчеркивается тонкими (до 3–4 см) прослоями светло-серого песка. Переход к пачке 3 осуществляется, как правило, через интервал переслаивания. Мощность пачки варьирует от 5–10 м на юге до 20 м в районе пос. Октябрьский.

Пачка 5 залегает на подстилающей без заметных признаков перерыва, но обычно с четким контактом. Она сложена характерными плотными, массивными, тяжелыми суглинками и супесями. В обнажениях они образуют вертикальные и субвертикальные скалоподобные обрывы-«стенки» полуокаменелых песчанистых и глинисто-песчанистых илов. Все эти обнажения широко известны [36, 90, 142 и др.]. В пачке 5 видна неравномерная параллельная слоистость, подчеркнутая тонкими (до первых см) прослоями песка, разделяющими относительно мощные (от 0,2–0,4 до 2–3 м) слои монотонных песчанистых илов, в последних рассеяны включения гравия, гальки и реже — валуны, наблюдаются структуры подводного оползания в виде «раздувов» и «вздутий» песчаных прослоев, крупных (до 2,5 м в поперечнике) концентрическислоистых песчано-супесчаных «катунов». Аналогичные «кольцевые структуры» описаны О. М. Петровым (1966 г.) в новейших морских отложениях Чукотки. В диамиктонах верхней пачки характерны также своеобразные гидроокисно-железистые конкреции сферической, овоидной, эллипсоидной формы и размеров от первых миллиметров до 5–8 см. Максимальная видимая мощность пачки 5 в обрывах достигает 25–30 м. В слоистых супесях пачки 5 из разреза горы Пионерская отмечены два отторженца эоценовых опок. Супеси здесь интенсивно дислоцированы, соотношения их с блоками опок сложны из-за наличия элементов текстур скольжения, облекания и взмучивания в кроющих и примыкающих слоях. В ряде обнажений между устьем Иртыша и юртами Новые вскрыты крупные отторженцы-блоки (до 90 м по протяженности и 14–27 м по вертикали) верхнемеловых опок и песчаников с опоковым цементом, а также более мелкие пласты и линзы палеоценовых глин, ассоциирующие в основном с пачками 3–5 карымкарской толщи.

Полная мощность толщи неизвестна (кровля размыта). На площади листа она достигает 80 м.

Палеонтологические материалы бедны и непоказательны [36, 1216 и др.]. Диатомовый анализ (определения М. А. Зиньковой, Н. В. Рубиной и др.) показал постоянное присутствие переотложенных меловых, морс-

ких палеогеновых и «некрасовских» видов. Часто встречаются (Карымкары) споры *Melosira* неизвестного возраста. Здесь же обнаружены обломки перистых диатомей «четвертичного» облика: *Nitschia* sp., *Melosira italica* (Ehr.) Ktz. и *Pinnularia* sp. В Елизаровском разрезе на Оби встречены (единично) *Melosira scabrosa* Oestr. — пресноводный вид, распространенный в миоцен-четвертичных отложениях.

Палинологические исследования разрезов карымкарской толщи проводились Н. Б. Дрожащих, С. Н. Никифоровой, А. И. Чигуряевой, Р. Е. Рубиной [36, 121б, 260 и др.]. Несмотря на различный подход отдельных палинологов к обособлению синхронных и переотложенных групп пыльцы, особенно хвойных, в карымкарских комплексах просматриваются общие черты, определяющие их существенные отличия от кеушкинских. Спектры лесные и редколесные, с общим преобладанием пыльцы берез и ольхи и подчиненным участием пыльцы хвойных (в основном кедр).

С. А. Архипов и др. [142] приводят следующие ТЛ-даты для карымкарской толщи: 210 ± 46 тыс. лет (пачка 2 Кормужиханского яра), 200 ± 26 и 200 ± 28 тыс. лет (пачка 3 Карымкарского яра). Эти термолуминесцентные датировки вряд ли следует использовать в качестве критерия для определения возраста и корреляции «новейших» отложений, поскольку «мера времени» из-за недоработанности метода весьма условна, а получаемые результаты почти на порядок не согласуются с геологическими данными.

Карымкарская толща надстраивает мощный регрессивно-трансгрессивный литоцикл, начинающийся горкинской толщей переуглублений второй плиоценовой генерации прадолин и завершающийся мужинской толщей регрессивных прибрежно-морских песков в пределах высоких (свыше 160 м абсолютной высоты) междуречий (Белогорский Материк, Сибирские Увалы, Мужинский Урал и др.).

В Легенде-1000/3 [279] плиоценовый возраст карымкарской толщи из-за отсутствия палеонтологических критериев обосновывается положением в сводном разрезе новейших отложений между подталагайкинским комплексом осадков, достаточно мощным (более 120 м) для того, чтобы заполнить весь стратиграфический объем эоплейстоцена, и кеушкинской толщей. Учитывая тот факт, что горкинская толща отвечает начальной и отчасти средней фазам трансгрессивного цикла, а карымкарская — в основном средней и максимальной, логично предпочесть для последней рамки кулундинского горизонта, условно — в объеме позднего плиоцена. Во всяком случае, альтернативные варианты обоснованы не более убедительно и порой не выдерживают критики. В РСС-2000 тиутейяхская толща, несомненный аналог горкинской-карымкарской части сводного разреза устьиртышского комплекса, помещена на уровне «мансийской морены» (Архипов, 1987 г.) в составе верхов кочковского горизонта эоплейстоцена.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Охватывает верхнюю часть устьиртышского комплекса в составе верхнешурьшкарской подсерии (ханты-мужинская и мужинская толщи,

нижний эоплейстоцен), казымской и няганской свит (верхний эоплейстоцен), иртышско-белогорской серии (нижний–средний неоплейстоцен), вложенный в него террасовый комплекс современных долин (конец среднего неоплейстоцена–голоцен), покровный комплекс палюстринных, субаэральных и делювиальных образований.

Согласно Схеме районирования плиоцен-четвертичных образований и с учетом структурно-фациальных особенностей сводного разреза разных частей площади листа, они отнесены к трем районам (СФцР): Сосьвинско-Белогорскому, Увалосибирскому и Югано-Иртышскому. Первые два занимают северную, большую часть территории, третий — южную, значительно меньшую. Сосьвинско-Белогорский СФцР характеризуется полным набором стратонов и отсутствием между ними заметных стратиграфических несогласий. Из сводного разреза Увалосибирского района «выпадают» нижняя часть шурышкарской серии (кеушкинская, горкинская толщи) и казымская свита, а в Югано-Иртышском СФцР — шурышкарская серия и та же казымская свита. Литолого-фациальные изменения и сокращение мощности разрезов четвертичных отложений, в частности в составе подразделений иртышско-белогорской серии, происходят с севера на юг и в латеральных направлениях.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Кочковский горизонт. Нижний подгоризонт включает мариний ханты-мужинской и аллювиомариний (регрессивные пески) мужинской толщ.

Ханты-мужинская толща (mE1hm) выделена Ю. П. Черепановым (1980 г.) по скважинам колонкового профиля Мужы–Тильтим (лист Q-41). Здесь она стратиграфически последовательно со следами площадного размыва залегает на тиутейяхской (карымкарской) толще и перекрыта рельефообразующими и регрессивными песками мужинской толщи. На площади листа толща достоверно установлена в разрезах всего четырех скважин (7-РГ, 90, 171, 172), пробуренных на равнине с абс. отм. 150–250 м (седьмой геоморфологический уровень). Подошва ее фиксируется в диапазоне 101–127 м, кровля — 131–160 м над у. м. По сравнению со страторайоном, ханты-мужинская толща сильно редуцирована, с размывом залегает здесь (Белогорский Материк), над гипсометрически приподнятыми ступенями доплиоценового рельефа, непосредственно на пельмской толще или породах палеогена. Ханты-мужинская толща перекрыта согласно, иногда по поверхности размыва мужинскими регрессивными песками.

Судя по разрозненным фрагментам толщи, относительно полный ее разрез состоит из трех пачек. Нижняя из них представлена песками мелко- и среднезернистыми, реже крупнозернистыми (скв. 171), иногда с глинистыми прослоями (вплоть до переслаивания) в основании пачки. Пески содержат включения гравия и гальки преимущественно изверженных уральских пород; местами отмечается присутствие грубообломочного ма-

териала местных пород: песчаников, алевролитов, опок. Мощность пачки — 7–12 м.

Средняя пачка (скв. 172) сложена плотными ленточнослоистыми серыми алевролитами и темно-серыми алевролитистыми глинами. В слоях алевролита отмечается примесь слюды, включений растительных остатков, редкой мелкой гальки. Мощность — 8 м и более.

Верхняя пачка представлена в основании супесями серыми плотными с включениями рассеянной гальки изверженных пород (более 6 м); вверх по разрезу они постепенно замещаются структурными плотными серыми суглинками, в составе которых встречаются (скв. 171) мелкие линзочки слюдистых алевролитов и мелкозернистых песков с включениями редких растительных остатков. Диамиктоны содержат грубообломочный материал. Мощность верхней пачки — не менее 20,5 м. Полная мощность ханты-мужинской толщи на площади листа Р-42 не известна, но, вероятно, не превышает 50–60 м. По аналогии со страторайоном потенциально полные и мощные разрезы ее ожидаются, поскольку данных нет, на уровне выше 200 м абсолютной высоты. По керну скважин отмечаются некоторая дислоцированность слоев, трещиноватость, присутствие переотложенного материала палеогеновых пород.

В палеонтологическом аспекте ханты-мужинская толща на площади листа не изучена. В страторайоне она содержит фауну немногочисленных фораминифер (интервал абс. отм. 80–120 м), представленных исключительно планктонными формами (глобигерины и акаринины). В. И. Гудина (1966, 1970 гг.) рассматривает их в составе среднелепесточенового салемаляского комплекса. Для обеспечения полного жизненного цикла глобигерин глубина бассейна, как известно, должна быть не менее 200 м. Отсюда следует, что уровень моря в период накопления вмещающих осадков находился примерно на 300–320 м выше современного. В ленточных алевролитистых глинах (аналог средней пачки) обнаружены единичные экземпляры морских остракод арктического облика *Krithe glacialis*, *Cytheropteron arcuatum*. Спорово-пыльцевые спектры (Гуртовая, 1971 г.) из ханты-мужинской толщи свидетельствуют о смене ландшафтов средней тайги (ленточные глины) северной тайгой, лесотундрой и тундрой (снизу вверх — по разрезу верхней пачки диамиктонов).

Раннеэоплейстоценовый (раннекочковский) возраст ханты-мужинской толщи определяется по положению в сводном разрезе плиоцен-среднелепесточенового устьиртышского (ямальского) комплекса.

Мужинская толща (amEImž) выделена под этим названием Ю. Ф. Захаровым [89] в ранге пачки — «пляжевой фации Салехардского моря» (средний плейстоцен). Это — регрессивные пески прибрежно-морского происхождения (аллювиомариний, пляжевые литофации), завершающие разрез шурышкарской серии и «мегацикла» максимальной трансгрессии. Толща является рельефообразующей для водораздельной равнины с абс. выс. 150–250 м. Мужинская толща распространена на Белогорском Материке, Сибирских Увалах и в Обь-Кондинском междуречье, где слагает многочисленные абразионные останцы различной формы и размеров.

Она с размывом — местами площадным, местами эрозийным — залегает на ханты-мужинской толще. На участках, где последняя полностью размыта, ложем песков служат миоценовая пелымская толща и более древние породы. С поверхности мужинские пески иногда перекрыты субаэральными образованиями или делювием.

В отличие от страторайона, где вещественный состав толщи [89] сравнительно однообразен и выдержан по площади распространения, на площади листа он претерпевает существенные изменения от места к месту, в зависимости от характера размываемых пород. Наиболее грубый состав мужинских песков отмечается [260] на участках, где основательно или полностью размыта (скважины 8РГ, 16РГ, 143) ханты-мужинская толща. Здесь в разрезе резко преобладают разнозернистые, часто крупно- и среднезернистые разности со значительным содержанием гравийно-галечных фракций при участии валунов. Грубообломочный материал в концентрированном виде тяготеет к подошве и, особенно, кровле толщи, часто (в разрезах шурфов) напоминая перлювий. В средней части разреза пески обогащены им в меньшей степени, вплоть до полного отсутствия. Встречаются прослой глинистых песков, алевролитов и суглинков. В окраске пород преобладают серый и светло-серый цвета, часто с желтым или буроватым оттенками. Иногда порода неравномерно ожелезнена, уплотнена и цементирована гидроокислами железа до состояния песчаника. В стенках шурфов, реже по керну скважин в песках наблюдается тонкая субгоризонтальная или волнистая слоистость, иногда — мелкая полосчатость (за счет разной интенсивности ожелезнения).

Петрографический состав [260] грубообломочного материала представлен многообразием уральских пород с преобладанием метаморфических разновидностей и интрузивов (средних и основных); постоянно присутствуют кварциты, габбро-амфиболиты, кварцево-кремнистые породы, метаморфизованные песчаники, халцедоны. Из местных пород отмечаются аргиллиты, песчаники, алевролиты, опоки. Мощность мужинской толщи колеблется в пределах 10–50 м.

Минералогический состав [260] мужинской толщи на площади листа варьирует от существенно кварцевого и полевошпатово-кварцевого до олигомиктового. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы группы ильменита; содержание эпидота—цоизита значительно колеблется. Отмечаются (местами) высокие концентрации циркона, рутила, лейкоксена, граната, повышенная примесь оксида титана.

Вещественный состав песков мужинской толщи заслуживает серьезного внимания в части перспектив поисков титано-циркониевых россыпей, песчано-гравийного материала и строительных песков.

В Легенде-200 [279] возраст мужинских песков по положению в сводном разрезе датировался поздним плиоценом. С расширением рамок плейстоцена (за счет плиоцена) в настоящее время он оказывается раннеэоплейстоценовым. В альтернативной концепции мужинская толща рассматривается как водно-ледниковые образования эпохи максимального оледенения (средний неоплейстоцен). По сходству условий залегания, строения и состава она сопоставляется с покровными «бурмантовскими»

песками северо-зауральской серии и «сабунской» прибрежно-морской свитой восточной части Сибирских Увалов.

Верхнее звено

Кочковский горизонт. Верхний подгоризонт. В составе звена установлены казымская свита (аллювиомариний), няганская свита (лимний, мариний, аллювий), яглинская толща (лимний, аллювий).

Казымская свита (amEПkz) выделена Г. И. Лазуковым и И. В. Рейниным (1960 г.) по скв. 16Кз и др. профильного колонкового бурения в бассейне Казыма. На площади листа она установлена в границах переуглубленных прадолин Оби, Казыма, Лыхмы, где выклинивается в сторону междуречий. Свита несогласно, по волнистому размытому контакту залегает, как правило, на горкинской толще, редко — на кеушкинской, по отношению к которой характеризуется вложенно-прислоненным залеганием. В разрезе скв. 16Кз эти отложения подстилаются непосредственно талицкой свитой палеоцена. Подошва располагается в диапазоне абс. отм. минус 65–154 м. Свита стратиграфически последовательно перекрыта няганской свитой эоплейстоцена, залегающей с глубоким эрозийным размытием, и более молодыми, начиная с талагайкинской свиты, четвертичными образованиями. Гипсометрическое положение кровли зафиксировано по скважинам в интервале абс. отм. от 15 м (скв. 14Кз) до минус 94 м (скв. 16Кз).

В наиболее полных разрезах свита подразделяется на две пачки. Нижняя пачка сложена преимущественно зеленовато-серыми слюдистыми, алевритистыми глинами, переслаивающимися с глинистыми алевритами. Слоистость отчетливая субгоризонтальная, тонкая. В основании нижней пачки отмечается базальный слой, представленный песчано-гравийно-галечным материалом (1–3 м) с включениями валунов или галечником (1–2 м).

Верхняя пачка представлена слюдистыми неравномерноглинистыми алевритами с нечеткой (до массивной) субпараллельной текстурой с прослоями алевритовых глин. Граница между пачками неясная, через переслаивание. По всему разрезу свиты отмечаются обильные растительные остатки, нередко их послойные скопления (в верхней пачке). В некоторых глинистых прослоях порода заметно гумусирована. Часто встречаются стяжения землистого вивианита, изредка — включения мелкой гальки и гравийных зерен, содержание которых несколько увеличивается вверх по разрезу.

Литологическая характеристика [54] отложений достаточно однообразна. Структурно-текстурные особенности указывают на их формирование в условиях крупных заливов (эстуариев) типично морского бассейна. Севернее площади листа свита содержит представительные комплексы морской микрофауны, палеоэкологический анализ которой (Гудина, 1964 г.) подтверждает положительную температуру воды.

На площади листа Н. В. Рубиной и З. В. Алешинской выявлен богатый в видовом отношении комплекс [54, 89] диатомей (82 вида), в состав

которого входят пресноводно-солонатоводные, пресноводные и солонатоводные разновидности. Присутствие некоторых представителей таких родов, как *Cyclotella*, *Caloneis*, *Rhopalodia* и др., подтверждает обстановку эстуарного или дельтового типа.

Спорово-пыльцевой анализ [54, 89] проб из казымской свиты, по заключению Н. А. Добруцкой, выявляет спектры смешанного типа с примерно равным содержанием (в общем составе) пыльцы древесных, травянистых и кустарниковых растений. В основном они имеют лесной характер (березовые леса с подчиненным участием кедра). В верхах свиты значительно увеличивается количество пыльцы хвойных растений при сохраняющемся преобладании пыльцы березы. Спектры указывают на климат, близкий к современному или несколько более благоприятный.

Возраст казымской свиты датируется поздним эоплейстоценом. Корреляция ее с тобольской (средний неоплейстоцен) и даже талагайкинской (нижний неоплейстоцен) свитами некорректна, поскольку последнюю отделяют от казымской не только эрозионное, но и стратиграфическое несогласие за счет промежуточной между ними ритмопары няганьской свиты.

Няганьская свита (I, m, aEIIIg) выделена П. П. Генераловым (1998 г.) по серии разрезов скважин, пробуренных в долине Нягани (левого притока Оби). На площади листа она вскрыта многими скважинами в долинах Казыма, Оби и их притоков. Свита с глубоким эрозионным размывом залегает на казымской, в которую вложена, и местами — на более древних образованиях. В большинстве разрезов няганьская свита стратиграфически последовательно, по эрозионному контакту, перекрыта талагайкинским аллювием, а иногда более молодыми речными образованиями, включая пойменные. Самое низкое в районе положение (до минус 70–80 м) подошвы свиты отмечено в долине Оби (скв. 33АУ и др.). На широте устья Казыма понижение ее достигает отметок минус 90–100 м. Максимальное положение кровли зафиксировано на абс. выс. 17 м в долине Лыхмы (скв. 22Кз).

В полном разрезе няганьской свиты выделяются две пачки, формирующие нормальный осадочный ритм. Нижняя пачка представлена в основном речными накоплениями и местами, ближе к кровле, возможно, эстуарными. Это — преимущественно серые разнозернистые, в отдельных интервалах грубозернистые, с большим количеством включений мегакластов, реже — мелкозернистые сортированные пески. Они содержат прослой (до 3 м) и линзы супесей, суглинков, глинистых песков, рассеянные растительные остатки. Повсеместно присутствует базальный слой разнозернистого песка с мегакластами мощностью до 3 м. Мощность нижней пачки колеблется в больших пределах — от 6–9 до 40–50 м.

Верхняя пачка представлена диамиктонами, которые, согласно документации, варьируют как пески «сильно глинистые», уплотненные, «плотные супеси», «сильно глинистые» алевриты или «песчанистые глины». Во всех случаях констатируется присутствие (в разной степени) включений грубообломочного материала изверженных пород, наличие прослоев, линз и гнезд песка, отсутствие слоистости. Контакт с нижней пачкой четкий, иногда с признаками трансгрессивного налегания в виде прослоев в осно-

вании гравийно-галечного материала с разнозернистым песчаным заполнителем (до 10 м, скв. 13Кз). Нередко верхняя пачка полностью размыта (скважины 22Кз, 16Кз, 32АУ) в результате погружения предталагайкин-ского вреза. Мощность верхней пачки 9–20 м и, вероятно, более. Мощность няганьской свиты, установленная на площади листа, не превышает 50–60 м.

Лабораторные исследования проб из няганьской свиты на площади листа не проводились. Возраст ее датируется концом позднего эоплейстоцена (по положению в сводном разрезе между казымской и палеонтологически охарактеризованной талагайкинскими свитами). Няганьская свита завершает разрез «салемальской серии» (полуйской, казымской, салехардской свит). На севере региона ей отвечает ритмопара «лабытнангских межстадиальных» и «ангалских ледниковых» слоев В. А. Зубакова [95]. По С. А. Архипову (1994 г.), это — соответственно «карчагинский аллювий» и «тазовская морена». В диамиктонах ангалских (тазовских) слоев встречены раковины морских моллюсков и бедные комплексы фораминифер. В Югано-Иртышском СФЦР наиболее вероятным возрастным аналогом няганьской свиты является яглинская толща эоплейстоцена, на юге (широтный отрезок Иртыша) — одновозрастная абаульская толща.

Я г л и н с к а я т о л щ а (1, аЕЦяг) выделена Ю. П. Черепановым [222, 308] с составным стратотипом в скважинах 19-3р, 24-3р и др., пробуренных на гряде Пельтып (левобережье Оби). По материалам бурения она установлена также на междуречье Иртыш—Конда, на правобережье Иртыша — в долинах Мал. Салыма и Сав-Яха. Толща выполняет эрозионные депрессии, переуглубленные в интервале абс. отм. минус 17–30 м и более. По данным вертикального электроразведывания [274], возможно, предьяглинское максимальное переуглубление (до минус 40–60 м) регистрируется на широте пос. Реполово. Яглинская толща несогласно, с эрозионным размывом залегает на породах новомихайловской и туртаской свит олигоцена и по эрозионному контакту перекрывается талагайкин-ской свитой раннего неоплейстоцена, редко — более молодыми осадками. Кровля фиксируется в диапазоне абс. выс. минус 5—плюс 7 м.

В разрезе толщи выделяются две литологические пачки, формирующие осадочный ритм. Нижняя пачка сложена песками мелко- и среднезернистыми в нижней половине разреза, мелко- и тонкозернистыми пылеватыми, тонкослюдыстыми — в верхней. По всему разрезу отмечаются рассеянные гелифицированные растительные остатки. В средней и верхней частях пачки (скв. 19-3р и др.) встречаются линзы и тонкие прослой серого плотного тяжелого суглинки, переходящего вниз по разрезу в субпараллельно-тонкослоистые тонкослюдыстые глинистые алевролиты серого и зеленовато-серого цветов. Переход к верхней пачке четкий по смене литологического состава. Мощность нижней пачки — 17–20 м и, вероятно, более на участках, где она полностью не вскрыта.

Верхняя пачка (до 7–10 м) представлена суглинками слюдыстыми, визуально не слоистыми, плотными, с мелкой комковато-оскольчатой (до сфероидальной) структурной отдельностью. По керну отмечаются рассеянные гравий и мелкая галька плохой окатанности опок, алевролитов,

редко — кварца, обломки лигнитизированной древесины, тонкие линзочки серых алевритов и пылеватых слюдистых мелкозернистых песков. В ряде разрезов (с понижением предталагайкинского вреза) верхняя пачка отсутствует.

Мощность толщи (вскрытая) не превышает 30–40 м.

Разрезы яглинской толщи изучались [309] методами литологического, микрофаунистического, диатомового и спорово-пыльцевого анализов.

Яглинская толща бедна органическими остатками. Микрофауна (заключение И. Н. Семенова) не обнаружена; отмечены лишь обломки радиолярий и спикул губок. В составе глин верхней пачки и в суглинках нижней (скв. 19-Зр) Н. Т. Соловова определила синхронные осадкам *Pinnularia* sp. и трудноопределимые обломки порядка *Pennales*.

Споры и пыльца из разрезов яглинской толщи определялись Т. Г. Семочкиной, М. С. Зиньковой (скв. 19-Зр) и Л. П. Цыгановой (скв. 24-Зр). Полученные палинокомплексы однотипны и характеризуются преобладанием переотложенной палеогеновой пыльцы. Синхронная часть спектров (заключение Н. Б. Дрожащих) отражает смену (снизу вверх) хвойно-мелколиственных лесов на березовые редколесья. Н. Б. Дрожащих предполагает послепавлodarский (предпочтительно кочковский) возраст вмещающих спектры осадков.

Условия залегания, строение и состав яглинской толщи указывают на смену речной, эстуарной и лагунной (при участии ледового фактора) обстановок осадконакопления. По положению под талагайкинской свитой (начало раннего неоплейстоцена), возраст толщи не моложе конца позднего эоплейстоцена. Наиболее вероятной представляется корреляция ее с няганьской свитой на севере и абаульской толщей эоплейстоцена (левобережье широтного отрезка Иртыша) на юге.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Представлено стратонами нижней подсерии иртышско-белогорской серии, включающей талагайкинскую, семейкинскую, халапантскую, пельтыпскую свиты, халасинскую и вынтинскую толщи.

Талагайкинский горизонт. Талагайкинская свита (*aIt*) выделена Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским [102] в обнажении Семейкинского яра и разрезе пробуренной в его основании картировочной скважины первоначально как «талагайкинский аллювий». Она имеет широкое распространение в долинах Оби и Иртыша, их крупных притоков (Конды, Назыма, Лямина, Казыма и др.), где подстилает аллювий поймы и надпойменных террас. Талагайкинская свита стратиграфически последовательно, по размытому контакту залегает на няганьской свите, яглинской толще и согласно, местами трансгрессивно перекрывается семейкинской свитой. В большинстве разрезов она подстилается более древними образованиями, начиная от эоплейстоценовых и кончая палеогеновыми.

Талагайкинский аллювий выполняет глубокие террасированные палеодолины, переуглубленные до минус 40–50 м и, возможно, более. В немногих местонахождениях по Иртышу, Оби, Лямину и др. кровля свиты фиксируется в надводной части до высоты 8–10 м над урезом (до 45 м абс. выс.).

В наиболее полных разрезах, в том числе в стратотипе, свита имеет двучленное строение. Нижняя часть ее представлена русловыми фациями с базальным слоем (до 0,5–1 м) в основании. Последний образован скоплениями окатанных обломков древесины, обугленных растительных остатков, гравийно-галечного материала изверженных и местных пород. Р. Б. Крапивнер [121а, 121б, 274] свидетельствует, что в районе пос. Самарово мощность базального горизонта возрастает от 0,3 до 7 м. Выше почти повсеместно залегают средне- и мелкозернистые косослоистые, в том числе диагональнослоистые пески светло-серые, нередко с желтым или коричневым оттенками в интервалах, обогащенных растительными остатками, окисленным фитодетритом или гидроокислами железа. Присутствуют линзы и прослойки алевритов, супесей и суглинков. Более грубый состав руслового аллювия отмечается в разрезах Горно-Филинского яра на Иртыше (обн. 2505), Ляминского Материка (обнажения 3, 4), некоторых скважин по Оби и Казыму. Мощность руслового аллювия 25–30 м и более. Иногда он наращивается (скважины 11Кз, 16Кз) песками эстуарного типа с характерной тонкой субпараллельной слоистостью.

Русловые накопления часто перекрыты или частично замещены соответственно половодными (пойменными) и старичными осадками. Они представлены суглинками, супесями, глинистыми алевритами, иногда с крупными конкрециями сидерита. Текстура по разрезу изменяется от массивной до субгоризонтально-линзовидной и субгоризонтальной. Последняя часто подчеркивается тонкими прослоями бурого намывного торфа. По керну наблюдаются мелкие (до 5 см) косослоистые серии пылеватого песка. В разрезах по Иртышу (обнажения 2502, 2504) кровля половодной пачки осложнена наложенным горизонтом (до 0,2 м) инволюций и псевдоморфозами по ледяным жилам. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский [102] среди многообразия типов криотекстур различают син- и эпигенетические образования и делают вывод о похолодании климата в конце талагайкинского времени. Мощность старичной и половодной пачек не превышает 16 м, а талагайкинской свиты в целом достигает на площади листа 35–40 м.

По данным гранулометрического анализа [102, 121а, 282, 309 и др.], в составе талагайкинских песков преобладают (до 90 %) зерна размерностью 0,25–0,1 мм. На средне- и крупнозернистую фракции приходится, за редким исключением (район Самарово и др.), не более 25–30 %. Пески хорошо промыты, отличаются высокой степенью сортировки и окатанности зерен, незначительной примесью пылеватых частиц. Осадки половодной и старичной пачек классифицируются как преимущественно песчано-глинистые алевриты с большим удельным весом (до 50–70 %) фракции 0,1–0,01 мм. Минеральный состав талагайкинской свиты от места к месту испытывает заметные отличия. Вместе с тем осадки повсеместно кварцевые

(до 90 %); на полевые шпаты приходится обычно не более 15–25 %. Тяжелая фракция характеризуется высокими содержаниями рудных минералов, эпидот–цоизита, амфиболов, иногда роговой обманки. В составе глинистой фракции доминируют гидрослюды с заметной долей монтмориллонита, примесью гематита и каолинита.

Талагайкинская свита является мощным коллектором подземных вод, близких к поверхности и пригодных для хозяйственного и питьевого применения, местами этот водоносный горизонт обнаруживает тесную гидравлическую связь с горизонтом няганьской свиты, что значительно увеличивает его перспективы.

На площади листа талагайкинская свита охарактеризована [31, 33, 36, 102, 309] семенной флорой, спорами и пылью, диатомовыми водорослями. В целом ряде пунктов по Иртышу, Оби, Лямину из нее выделены комплексы плодов и семян с *Azolla interglacialica* Nikit., которые диагностируются В. П. Никитиным как варианты флор «диагональных песков» и «сизых суглинков», свидетельствующих о климате, близком к современному, умеренно холодному.

Комплексы диатомовой флоры [222, 309] из талагайкинской свиты однотипны и отражают обстановку умеренной зоны. Наиболее богатый («кондинский») комплекс, выделенный Н. В. Рубиной [310], насчитывает 71 вид и разновидность. Руководящими видами его и доминантами являются *Aulacosira italica* (Ehr.) Kutz. и *A. granulata* (Ehr.) Ralfs. Находки моллюсков и остракод [57 и др.] весьма редки и невыразительны.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют об умеренно холодном климате. По своему облику они лесные, сосново-кедрово-березовые с участием ели, лиственницы, черной ольхи и др. Обращает на себя внимание высокое (до 47 %) содержание пыльцы кедра. Количество пыльцы трав и кустарников не превышает 20–30 % от общего состава, увеличиваясь к кровле пойменной пачки.

С. А. Архипов [6] приводит следующие ТЛ-даты: 561 ± 140 тыс. лет (скв. 27-Зр), 660 ± 160 тыс. лет (скв. 26-Зр, гряда Пельтып), 740 ± 170 тыс. лет (Чембакчино на Иртыше), 1250 ± 250 (300) тыс. лет (Горно-Филинское на Иртыше). В. А. Зубаков [95] указывает на абсолютную датировку (методом ТЛ) 1,5 млн лет (обн. 2502, пос. Семейка на Иртыше) из верхов талагайкинской свиты. Свита выделена в составе талагайкинского горизонта (ранний неоплейстоцен). По положению в сводном разрезе новейшего осадочного комплекса региона она коррелируется с «вяткинскими» и «раздольинскими» слоями юга Западной Сибири, речными отложениями (низы марресальской, сангопанской свит и др.) переуглубленных прадолин на Обском Севере, содержащими классическую флору «диагональных песков» и «сизых суглинков».

Шайтанский горизонт. Семейкинская свита (IIsk) выделена В. С. Волковой в разрезе Семейкинского яра (обн. 2502) на Иртыше. Она согласно, местами трансгрессивно залегает на талагайкинской свите и стратиграфически последовательно, иногда со следами неглубокого площадного размыва перекрывается халапантской и пельтыпской свитами. В обрывах правого берега Иртыша, бассейнах Бол. и Мал. Салыма

семейкинская свита выделяется в гипсометрическом диапазоне 20–40 м над у. м. и по контакту эрозионного несогласия залегает в цоколе чембакчинской свиты и четвертой надпойменной террасы Иртыша (Горно-Филинский яр).

Свита достоверно установлена [121а, 121б, 260] по серии разрезов скважин, пробуренных в окрестностях Самаровского «останца», где залегает в основании третьей надпойменной террасы и прислонена к кеушкинской толще, в обрывах Белогорского Материка, в ложе террас левобережья Оби (скв. 138 и др.) и низовьев крупных притоков.

В стратотипе и ряде других разрезов семейкинская свита изучена весьма детально [30, 31, 57, 102, 309 и др.]. Она сложена глинами, алевролитами, реже тяжелыми суглинками голубовато- и зеленовато-серыми, с характерной ленточной слоистостью, содержит очень плотные прослои и желваки глинистого сидерита, линзы мучнистых алевролитов и тонкозернистых песков со слоистостью выпуклой или островершинной волновой ряби. Встречаются мелкие складчатые деформации (оплывания наносов), часть которых иногда рассматривается [102] в качестве мелких полигональных образований типа «ячеистых грунтов» в сочетании с псевдоморфозами по ледяным жилам и т. п.

По текстурным признакам свита правобережья Иртыша подразделяется обычно на две пачки: нижнюю (до 10 м) с более грубой и менее правильной слоистостью, с частым выклиниванием отдельных групп слоев; верхнюю (7–9 м) с четко выраженной ленточной слоистостью и нередко плитчатостью. Иногда (скважины 20-Зр, 24-Зр, обн. 2505) в основании семейкинской свиты наблюдается пласт (до 5–6 м) светло-серых (почти белых) мелко- или среднезернистых песков, указывающих на неглубокий площадной размыв кровли талагайкинской свиты. В разрезах рельефообразующей серии осадков междуречной равнины абс. выс. 115–140 м, в частности гряды Пельтып (скважины 19-Зр, 24-Зр и др.), ленточные глины верхней пачки с постепенным переходом наращиваются сверху плотными тонкопараллельно- или скрытослоистыми алевроитовыми глинами с редкими включениями рассеянного мелкого гравия изверженных пород и маломощными (до первых метров) линзами диамиктонов. Мощность этой пачки составляет 13–17 м, а свиты в целом достигает 30–33 м.

В минеральном составе [30, 102, 309 и др.] семейкинских глин основные породообразующие компоненты представлены гидрослюдой и хлоритом, часто — монтмориллонитом и смешаннослойными образованиями с примесью каолинита и кварца. Структурно-генетическая характеристика и форма кумулятивных кривых, по мнению З. Я. Сердюк [309], отражают условия спокойной воды. Коэффициент отсортированности достигает 4,9 %.

Интерпретация палинологических спектров из семейкинской свиты неоднозначна. В. С. Волкова [30] и Р. Б. Крапивнер [121а] полагают, что нижняя часть свиты накапливалась в условиях таежной растительности при благоприятном климате. Средней части свиты отвечают преимущественно безлесные (лесостепные, по В. С. Волковой), а верхней — вновь лесные спектры. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский на основании

заклучений палинологов О. В. Матвеевой, О. Н. Жежель, Т. Г. Жданской пришли к выводу о господстве в семейкинское время беслесных пространств и довольно суровом климате.

Семейкинская свита имеет положительную намагниченность (ортозона Брюнес); охарактеризована [6] ГЛ-датами (тыс. лет): 380 ± 65 и 600 ± 70 (Семейкинский яр); 420 ± 110 (Горно-Филинский яр); 561 ± 140 (скв. 27-3р) и 660 ± 160 (скв. 26-3р). Она отнесена к низам шайтанского горизонта раннего неоплейстоцена. По условиям залегания, строению, вещественному составу, характеру распространения семейкинские глины накапливались в преимущественно пресноводном бассейне лиманно-эстуарного типа, временами при участии ледового фактора. Р. Б. Крапивнер [121а] допускает проникновение в бассейн солоноватых вод и первичную засоленность грунтов, объясняя этим в частности «беслесность» спектров (средняя часть разреза) и присутствие пыльцы трав-галофилов.

Халапантская свита (l, m, aHh) выделена П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [48, 309] в обрывах правого берега Оби напротив юрт Хала-Панты. В наиболее полных разрезах выделяются две пачки.

Нижняя аллювиальная пачка стратиграфически последовательно, иногда с неглубоким площадным размывом залегает на семейкинской свите в ряде обрывов Белогорского Материка (обнажения 7, 9, 15 и др.). Она сложена песками кварцевыми мелкозернистыми (до среднезернистых), однородными. Характерна тонкая параллельная, иногда линзовидная (мульдообразная) слоистость; встречаются горизонты наложенной волновой ряби, прерывистые слойки естественного шлиха, линзочки с растительной трухой, прослойки серых супесей с фитодетритом. Более грубый состав песков имеет место в обнажении горы Пионерская (г. Ханты-Мансийск), где отмечаются рассеянные в породе мегакласты, а иногда послойно отсортированные скопления гравия и гальки разного петрографического состава, в том числе окатыши эоценовых опок и опокovidных глин. Пачка является базальной для вышележащих структурных глин и суглинков. Вне прадолин пески трансгрессивно или по эрозионному контакту залегают на разных горизонтах новейших и более древних отложений. Мощность нижней пачки варьирует от 0,3 до 12–15 м и, возможно, более, являясь максимальной над дохалапантскими врезами на междуречьях.

Верхняя пачка венчает разрез халапантской свиты в обнажениях Белогорского Материка. Здесь подошва ее нигде не опускается до уровня пляжа, находясь на высоте от 11–15 до 35 м над ним. Нарушения первичного положения подошвы в некоторых пунктах приурочены к узким зонам субвертикальных, по-видимому экзотектонических, «срывов». Контакт с нижней пачкой — четкий, местами — с признаками трансгрессивного налегания, редко — постепенный. Для верхней пачки характерны в основном две литологические разности. Одна из них (обн. 9 и др.) представлена мелкооскольчатыми алевроитовыми глинами, жирными на ощупь. Глины содержат довольно редкие включения гальки, гравия, спорадически — валунов, диагенетические гидроокисно-железистые конкреции (от 0,3 до 8–10 см). По трещинам отдельности во вмещающих глинах наблю-

даются черные марганцовистые пленки и корочки. Мощность — 5–10 м. Второй разновидностью являются оскольчатые серые суглинки с включениями разноразмерного грубообломочного материала. Порода плотная, массивная с редкими прослойками песка. В ряде обнажений наблюдается замещающая диамиктоны пачка (до 12 м) переслаивания структурных супесей, песков и глин с рассеянными мегакластами. Этот тип разреза верхней пачки халапантской свиты наиболее характерен для междуречной равнины. Мощность верхней пачки в обрывах Белогорья не превышает 20–25 м. При этом следует иметь в виду, что размытая кровля ее здесь не поднимается выше 75 м абсолютной высоты. Мощность свиты в разрезах Белогорского Материка не превышает 45–50 м. Можно предполагать, что халапантская свита в полном объеме наращивается до абс. отм. 130–140 м, а ее мощность увеличивается по меньшей мере до 70–75 м.

Палеонтологическая характеристика халапантской свиты ограничивается сведениями [48, 309] о наличии во вмещающих осадках комплексов семенной флоры и спорово-пыльцевых спектров. Из обнажений нижней подсвиты в обрывах правого берега Оби вблизи поселков Горный и Троицкое, ниже устья Мал. Елизаровской В. П. Никитиным и А. И. Польмошной выделены комплексы плодов и семян (до 82 форм), характеризующие классическую («миндель-рисскую») флору «диагональных песков» с *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Nikit., *Isoetes lacustris* L., *Bunias sukaczewii* Kipiani и др., обилием и разнообразием остатков семейства Potamogeton, одновременным присутствием локальных термофилов (наяд и нимфейных) и холодолюбов (*Juncus arcticus* Willd) на фоне растительности, близкой к современной.

В спорово-пыльцевых спектрах (Каплянская, Тарноградский, 1967 г.; Зилинг, 1969 г. и др.) из верхней пачки преобладают пыльца древесных (41–65 %) и споры (до 50 %). Травянистые составляют от 20 до 53 %. В группе лиственных доминирует береза (до 24–33 %), значительно содержание ольхи; встречаются кустарниковые формы березы. Содержание пыльцы хвойных колеблется от 3 до 9 %. Среди трав преобладают осоки и полыни, меньше злаков; среди кустарников доминируют Ericaceae. Споры представлены в основном мхами (до 80 %) и папоротниками (до 25 %). Единично отмечаются споры диатомей порядка *Pennales*.

Возраст халапантской свиты датируется второй половиной ранне-го неоплейстоцена. Свита сопоставляется нами с пельтыпской свитой Обь-Кондинского междуречья, смирновской свитой Обь-Иртышского и Тобол-Ишимского междуречий, кочковской свитой юга региона и другими рельефообразующими отложениями, коррелятными равнине шестого геоморфологического уровня.

Пельтыпская свита (I, m, aPl) выделена Ю. П. Черепановым [89, 109] по составному стратотипу в разрезах скважин 24-Зр, 26-Зр и др. (левобережье Конды, гряда Пельтып). Свита распространена в пределах Обь-Конда-Сосьвинского междуречья, на площади Югано-Иртышского СФЦР; совместно с кроющей ее вынтынской толщей покровных (регрессивных) песков завершает полный разрез литоцикла равнины

высотой 115–150 м над у. м. Пельтыпская свита согласно, иногда с признаками неглубокого площадного размыва залегает на семейкинской свите. Подошва ее фиксируется на абсолютных отметках не ниже 60–58 м.

В разрезе свиты выделяются две литологические пачки, формирующие осадочный ритм. Нижняя пачка сложена песками преимущественно мелкозернистыми, хорошо отсортированными, тонкослюдистыми. По всему разрезу отмечаются рассеянные гелифицированные растительные остатки. В песках отмечается (по керну) тонкая субпараллельная слоистость, подчеркнутая слойками алевритов, серых алевритовых глин, иногда фитодетритом. В разрезе скв. 21-3р пачка с эрозионным размывом залегает непосредственно на пельымской свите, имея в основании базальный слой разнозернистого песка с включениями обломков древесины, гравия и гальки уральских пород и опок. Результаты изучения шлифов [309], полученные С. С. Сухоруковой, показывают, что по составу, морфологии, трещиноватости зерен пески нижней пачки во многом напоминают пески пельымской толщи. Мощность нижней пачки (над семейкинскими глинами) не превышает 8 м, но иногда (скв. 21-3р), наращиваясь книзу аллювием, достигает 20 м. Переход к верхней пачке часто постепенный, через переслаивание, реже — четкий.

Верхняя пачка представлена глинами, суглинками и супесями часто неслоистыми, плохо сортированными, с включениями мегакластов изверженных пород, опок, окатышами глин, растительных остатков, с многочисленными стяжениями и мелкими конкрециями гидроокислов железа. По всему разрезу пачки отмечаются маломощные (до 0,6 м) прослойки тонкозернистых слюдистых песков и мучнистых алевритов. Иногда они участвуют в пластах (мощностью 1–4,5 м) тонкого чередования друг с другом и переслаивания с алевритовыми глинами. В разрезе пачки преобладают прослойки (до 6 м) глин алевритовых и суглинков с блестками слюды, с полужирным блеском, неровным («занозистым») изломом, мелкокомковатой структурой, с текстурой от тонко- до скрытослоистой или массивной. В породе наблюдаются гнезда алеврита, включения рассеянных гравия и галек, изредка мелких валунов плохой и средней окатанности. Часто слоистая глина сочетается с прослоями тяжелых структурных («мореноподобных») суглинков, реже супесей, в которые постепенно переходит. Текстура этих разностей скрытослоистая (до массивной), структура мелкокомковатая, мелкооскольчатая, остроугольно-оскольчатая. Суглинки и супеси очень плотные, твердой консистенции, содержат включения грубообломочного материала, слойки и линзочки мелкозернистых ожелезненных песков, конкреции (до 2 см) лимонита грушевидной формы. Мощность верхней пачки достигает 57 м, а свиты в целом — 60–63 м. Под биноклем в шлифах диамиктона хорошо видны несколько направленных поверхностей сколов, ограничивающих структурную отдельность, со следками вдавливания и штриховки от зерен грубых обломков и песка, иногда — гладких, с «зеркалами» скольжения. Все это свидетельствует о деформированности слоев.

Породы пельтыпской свиты, по заключениям литологов [309], обнаруживают в страторайоне большое сходство с семейкинскими глинами.

По результатам физико-механических испытаний глинистые породы верхней пачки свиты почти по всему разрезу характеризуются высокими (до 7–8) коэффициентами вспучивания и пригодны (в естественном виде) в качестве керамзитового сырья и для изготовления кирпича высоких марок. Результаты анализа водных вытяжек свидетельствуют о первичной засоленности пород верхней пачки. Этот вывод в какой-то мере подкрепляется находками в глинах верхней пачки пельтыпской свиты морских видов (целые створки и обломки) диатомей широкого распространения (меловых–современных) *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs, *Conscinodiscus nitidus* Greg. и современных (плиоцен-четвертичных) *Puxidicula mediterraneae* Grun., *Porosira glacialis* (Grun) Yorg., возможно, синхронных осадку. Н. А. Скабичевская [222, 309] считает их переотложенными.

Общий тип спорово-пыльцевых спектров пельтыпской свиты (скважины 21-Зр, 24-Зр), по заключению Т. Г. Семочкиной и Л. И. Цыгановой, лесной. По степени участия пыльцы древесных пород это — спектры (снизу вверх) сосново-березовых, сосново-елово-березовых и елово-березово-сосновых лесов. Спектры из средней и верхней частей верхней пачки схожи с приведенными выше. Климат, по мнению В. С. Волковой, был холоднее современного в бассейне Нижнего Иртыша.

С. А. Архипов [6] приводит ТЛ-дату 38 ± 13 тыс. лет для ленточных глин из средней части пельтыпской свиты. Степень соответствия ее геологическим данным вряд ли нуждается в комментарии. Возраст пельтыпской свиты датируется второй половиной раннего неоплейстоцена (РСС-1999, Легенда-1000). По положению в сводном разрезе устьиртышского комплекса, условиям залегания, строению и вещественному составу пельтыпская и халапантская свиты весьма схожи между собой и, на наш взгляд, являются несомненными аналогами.

Вынты́нская толща (aIIVn) выделена Ю. П. Черепановым первоначально в ранге пачки [222, 308] по составному стратотипу в разрезах скважин 21-Зр, 24-Зр, 26-Зр. Она является рельефообразующей для регрессивного ряда ступеней равнины с абс. отм. 115–140 (до 150) м, стратиграфически последовательно по абразионному контакту, реже постепенно (через пограничную пачку) залегает на пельтыпской свите.

Вынты́нская толща сложена песками, прослоями «обохренными», преимущественно мелкозернистыми. В отдельных интервалах отмечается значительная примесь пылеватых частиц, тонкого обугленного фитодетрита, в кровле — остатков корневой системы растений. По порам и корнеходам порода ожелезнена; по всему разрезу встречаются конкреционные образования гидроокислов железа угловатой формы до 3 см в длину, а также карбонатные стяжения (до 0,3 см), количество которых к подошве толщи сокращается. В песках наблюдаются редкие включения гравия и гальки изверженных пород средней и хорошей окатанности. Содержание грубообломочного материала возрастает вверх-вниз от середины толщи. Над контактом с пельтыпской свитой в слое до 2 м песок сильно ожелезнен, уплотнен до песчаника, содержит обильные конкреционные включения гидроокислов железа, гравийно-галечного материала. В кровле толщи

местами (ступень 130–135 м абсолютной высоты) наблюдается горизонт перлювия (до 0,2–0,4 м), представленного гравием, галькой и валунами. Для песков вынтинской толщи характерна тонкая субпараллельная текстура, часто подчеркнутая «нитевидным» ожелезнением. Мощность толщи колеблется от 1–3 до 15 м.

Вынтинская толща завершает нижнеэоценовый литоцикл на территории Югано-Иртышского СФЦР, представленный талагайкинской, семейкинской и пельтыпской свитами. Она сформировалась в сложной обстановке прибрежной полосы ледовитого палеобассейна (озера-моря, лагуны) во время его регрессии. По условиям залегания и положению в сводном разрезе устьиртышского комплекса толща уверенно сопоставляется с халасинскими песками покровного залегания на Обском Севере. Возраст ее датируется концом раннего эоцена.

Халасинская толща (allhs). Под этим названием (Генералов, 1978, 1979 гг.) выделены «покровные» регрессивные пески, кроющиеся с поверхности халапантскую свиту, на которой залегают с размывом, редко — согласно. Они являются рельефообразующими для ступеней междуречной равнины высотой 115 (120)–150 м над у. м., в границах которой вскрыты картировочными скважинами [114] на Сибирских Увалах (скважины 12, 16, 43, 186 и др.), Белогорском Материке (скважины 72, 152, 174 и др.), в междуречье Обь—Конда—Сев. Сосьва (скв. 138 и др.). Во многих пунктах халасинская толща залегают непосредственно на нижней пачке халапантской свиты, замещая при этом полностью диамиктоны верхней, а также на более древних отложениях, в том числе палеоген-неогеновых, со следами эрозионного несогласия.

Халасинская толща сложена кварцевыми песками, преимущественно субпараллельнослоистыми, разнозернистыми, с редкими прослоями отсортированных мелко- или среднезернистых. Содержание примеси средне- и крупнозернистой фракций, а также включений рассеянного грубообломочного материала (вплоть до его скоплений) непостоянно и, как правило, возрастает от средней части разреза к подошве и кровле толщи. Нередко последняя содержит маломощные прослои и линзы супесей, глинистых и пылеватых тонкозернистых песков, гелифицированные растительные остатки, фитодетрит, мелкие (до 5 мм) конкреции гидроокислов железа неправильной формы. Нижняя часть разреза толщи, приуроченная к неглубоким врезам, обнаруживает косо- и линзовослоистую текстуру аллювиального типа, близкий к грубозернистому состав песков, содержит скопления грубообломочного материала уральских пород. Здесь же отмечаются маломощные (до 0,5 м) линзы глинистых песков и супесей. Мощность толщи достигает 40–45 м.

Минеральный состав песков халасинской толщи [260] от места к месту испытывает некоторые изменения. Вместе с тем повсеместно породообразующими минералами являются кварц (до 85 %) и полевые шпаты (до 23 %), постоянна значительная примесь (до 5–6 %) обломков пород. В тяжелой фракции (выход до 1,5–2 %) доминируют минералы группы ильменита (до 45 %) и эпидота (до 35 %), в значительных количествах

встречаются циркон, лейкоксен, гранат. Модуль крупности песков толщи часто выше 1, а в ряде местонахождений достигает 2–3 и более (до ПГМ). Она представляет интерес в качестве объекта поисков местного строительного песка и ПГМ.

Результаты палинологических исследований имеются лишь для верхней (интервал 1–13 м) части толщи (определения Т. Г. Семочкиной, Л. Б. Сидоренковой, Г. Л. Рыбак и др.). Спорово-пыльцевые спектры отражают ландшафты северной тайги с преобладанием хвойных пород. Лиственные породы, представленные березой, ольхой, ивой, занимают явно подчиненное положение; встречается карликовая форма березы.

По положению в сводном разрезе устьиртышского комплекса, геоморфологической позиции, происхождению халасинская толща является, на наш взгляд, несомненным аналогом вынтынской. Возраст ее датируется концом раннего неоплейстоцена.

Среднее звено

В состав звена входит верхняя подсерия иртышско-белогорской серии, представленная чембакчинской (аллювий, лимний), кормужиханской (аллювий, лимний), чурымской (лимний), белогорской (лимномариний), сузгунской (лимноаллювий) свитами, надымской и кальчинской толщами регрессивных песков.

Тобольский горизонт. Чембакчинская свита (а, *Шсm*) выделена В. С. Волковой [30] в обнажении одноименного яра на Иртыше в ранге «чембакчинских слоев», получивших статус свиты на Тюменском РСС (1977 г.). Р. С. Ильин, С. А. Архипов, Г. И. Худяков и В. А. Лидер рассматривали ее как «межледниковый (миндель-рисс) аллювий», Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский [101, 102, 47] — как «чембакчинский аллювий», Р. Б. Крапивнер [121а] — в составе «нижней лагунной пачки четвертой надпойменной террасы» Иртыша. Было установлено [309], что верхняя подсерия, начинающаяся чембакчинской (Югано-Иртышский СФцР) и кормужиханской (Сосьвинско-Белогорский и Увалосибирский СФцР) свитами, по отношению к нижней подсерии иртышско-белогорской серии имеет наложенно-вложенное залегание. В разрезах правого берега Иртыша (обнажения 2502, 2504 и др.) чембакчинская свита с эрозионным (и стратиграфическим) несогласием покрывает семейкинские глины и более древние породы (обн. 2505). В пределах высокой (85–95 м абс. выс.) поверхности Тобольского Материка свита всюду стратиграфически последовательно, иногда трансгрессивно перекрыта чурымской свитой, а в долинах рек — аллювием речных террас. Подошва ее залегает не ниже 36–40 м, повышаясь в сторону междуречий до 60–70 м абс. выс.

Чембакчинская свита детально изучалась многими исследователями [30, 33, 101, 121б, 222], по мнению которых представляет собой речные накопления, включающие литофации водоемов с преимущественно застойным режимом. В наиболее полных разрезах (обн. 2504) можно наблюдать

хорошо развитый горизонт погребенной почвы и приуроченные к кровле криогенные деформации. В стратотипе свита представлена двумя фациальными разновидностями. В нижней части залегают типично русловые разнородные косослоистые пески с растительными остатками, обломками древесины, окатышами глин, гравием и галькой уральских пород. Однако они так же, как и пойменные фации, занимают в разрезе подчиненное положение. Большую ее часть слагают тонкослоистые супеси, суглинки, глинистые пески «закисных» синевато-серого и сизого цветов. Осадки наслоены субгоризонтально, характеризуются слоистостью знаков ряби мелководья, подчеркнутой растительным детритом. Некоторые геологи считают эти образования «дельтовыми» [30] или «лагунными» [121б, 274 и др.], другие [102] — фациями мелководных разливов («соров», «туманов») в приустьевых отрезках палеорусел крупных рек. На правобережье Иртыша чембакчинская свита нередко сложена в основном нормальным аллювием, сходным по строению и составу с тобольской свитой более южных районов. Вскрытая мощность свиты от 5 до 25 м.

В разрезах Семейкинского и Чембакчинского яров присутствует хорошо известная [30, 102] фауна моллюсков с *Corbicula tibetensis* (P r a s h a d), *Valvata piscinalis* M u l l. и другими обитателями постоянных и временных водоемов Европы и Западной Сибири. Из горизонта с моллюсками Н. Г. Смирновым и А. В. Бородиным [309] выделен богатый («чембакчинский») комплекс грызунов предпочтительно средненеоплейстоценового возраста. Здесь же (Чембакчино) нами обнаружен трудноопределимый (до вида) обломок зуба слона, вероятно (заключение И. В. Фороновой), трогонтериевого.

Остракоды представлены [121а] в основном транзитными видами. Основу комплексов (Семейка и Чембакчино) составляют *Plyocypris bradui* S a r s, *Candoniella subellipsoidea* S c h a r a p o v a, *Candona arcina* L i e r i n и другие обитатели рек, ключей и озер. Ископаемые диатомеи получены [222] из разреза (скв. 20-Зр, гряда Пельтып) погребенной почвы в кровле чембакчинской свиты. Комплекс насчитывает 12 видов и разновидностей болотных, арктбореальных и бореальных диатомей без примеси переотложенных панцирей (*Eunotia exiqua* var. *compacta* H u s t, *E. parallela* E h r., *Pinnularia brevicostata* C l. и др., определения Н. В. Рубиной). Сходная флора встречается в болотах лесотундры Западной Сибири.

В целом ряде пунктов (Семейка, Цингалы, Чембакчино, Горно-Филинское, скв. 27-Зр, гряда Пельтып) В. П. Никитиным изучены плоды и семена, отвечающие «классической флоре диагональных песков» с более полным, в сравнении с талагайкинской флорой «сизых суглинков», набором руководящих видов, большим разнообразием форм рода *Potamogeton*, растений-космополитов и относительно меньшим количеством экзотов. По В. П. Никитину, флора характеризует умеренно прохладный климат, близкий к современному. Многочисленные палинологические данные подтверждают палеоботаническую характеристику. Спектры лесные: сосново-елово-березовые или кедрово-березово-сосновые. В первом типе спектров ель (до 22 %) образует местами два максимума.

Абсолютный возраст чембакчинской свиты охарактеризован [6] следующими ТЛ-датами (тыс. лет): 300 ± 75 и 313 ± 80 (Чембакчино); $326,9$

(Семейка); 355 ± 85 (Горно-Филинское). Возраст ее считается средненеоплейстоценовым (тобольский горизонт). По морфостратиграфическим критериям («базальные слои» литоцикла равнины с абс. отм. 85–110 м) свита коррелируется с кормужиханской и тобольской свитами, а также с нижними пачками харасавэйской (Ямало-Гыданский СФцР) и хановейской (Салехардско-Тазовский СФцР) свит.

Кормужиханская свита (а, *Шкм*) выделена Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским (1967 г.) под названием «кормужиханские пески» в одном из обрывов правого берега Оби (обн. 9). П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [48, 310] она рассмотрена в составе базальных слоев рельефообразующей «большекаменской ритмосвиты», коррелятивной геоморфологической уровню междуречной равнины абс. выс. 85–110 м. Свита широко распространена в пределах территории Сосьвинско-Белогорского и Увалосибирского СФцР; вскрыта большим количеством картировочных скважин, а также в обнажениях по Оби, Казыму, Лямину и другим рекам.

По отношению к халапантской свите (в разрезах Белогорского Материка) кормужиханская свита имеет вложенно-наложенное залегание. Местами (обнажения 7, 9 и др.) она непосредственно перекрывает по четкому трансгрессивному или эрозионному контакту диамиктоны верхней пачки. В глубоких врезях древних ложбин, где подошва свиты опускается до 10 м над урезом Оби (4–5 м над пляжем), в цоколе устанавливаются [279] аналоги семейкинской и талагайкинской свит. На междуречьях в ложе свиты нередко залегают (скважины 131, 132 и др.) разновозрастные палеоген-неогеновые породы. Здесь подошва не опускается ниже абс. выс. 40–50 м; кровля фиксируется на отметках обычно выше 60–70 м. Свита последовательно, обычно по ровному четкому контакту, иногда трансгрессивно перекрывается белогорской свитой.

В наиболее полных разрезах кормужиханской свиты (обн. 9) по литологическим признакам выделяется до трех пачек. Нижняя аллювиальная пачка, залегающая над поверхностью размыва с базальным слоем (до 1,5 м) валунов и галек в грубозернистых песках и супесях, сложена песками мелко- и среднезернистыми, с чередующейся субпараллельной, диагональной, реже косой и линзовой слоистостью. Иногда в подошве над базальным слоем прослеживаются линзовидные прослои (0,5–2,0 м) супесей с распыленным фитодетритом, мелколинзово- и параллельнослоистых. В песках выше наблюдаются редкие тонкие линзы гравия, мелких галек, супесей. В кровле пачки залегают иловатые суглинки мощностью до 0,5–1,0 м с причудливыми деформациями (типа инволюций) слоев. Пески под ними (в пласте 2–2,5 м) преобразованы за счет железистой цементации в песчаник. В прибортовой части вреза, на более высокой ступени погребенного рельефа, она развита фрагментарно, сокращаясь до 4–5 м, и представлена увеличенной мощности бурыми супесями, глинами с гнездами сидерита, слабооскольчататыми суглинками, тонкими линзами уплотненного коричневого торфа. В карымкарских разрезах (обнажения 7, 8) нижняя пачка сложена полимиктовыми гравием и галькой в разнозернистом песчаном заполнителе, неравномерно ожелезненном, и покрывающими их вязкими суглинками (до 0,3 м). Мощность — 10–23 м.

Средняя пачка, залегающая на отложениях нижней по четкому ровному контакту, представлена тонким параллельным переслаиванием мелкозернистых глинистых песков и песчано-алевритовых глин. Вверх по разрезу они замещаются лентовидным чередованием мелкозернистых песков и легких суглинков. К кровле приурочен горизонт конвективных структур, срезанных подошвой верхней пачки. На отдельных участках в разрезе преобладают пески. Мощность средней пачки — до 7 м.

Верхняя пачка (до 20 м) кормужиханской свиты сложена песками мелко- и среднезернистыми параллельнослоистыми, редко — скрытослоистыми. В нижней части они обогащены (в отдельных прослоях) алеврито-глинистым материалом, за счет чего слоистость становится четкой лентовидной. В верхней части пачки пески хорошо отсортированы («отмыты»), со слоями шлиха, местами слабо и неравномерно ожелезнены. Мощность свиты достигает 35–40 м.

В составе песков кормужиханской толщи выявлены пункты минерализации с повышенным содержанием оксидов титана и циркония. На междуречьях пески толщи формируют местами первый от поверхности водоносный горизонт, перспективный в целях хозяйственного и питьевого использования.

Палеонтологически кормужиханская свита охарактеризована слабо. Из супесей нижней пачки Н. В. Рубиной [309] определены, наряду с преотложенными мел-палеогеновыми, единичные *Pinnularia* sp. и *P. lata* (Brew.) W. S. m. По заключению А. И. Поломошновой и В. П. Никитина [309], бедная тафофлора из кормужиханских песков (обн. 9) формировалась «в первой половине четвертичного периода» и перенесла сильный субаэральный диагенез. Характерны спорово-пыльцевые спектры лесного типа с преобладанием пыльцы древесных (до 60 %); травянистые и кустарниковые составляют 18–31 %, споры — 9–26 % (зеленые мхи). Повышенное содержание пыльцы березы в нижней части свиты сменяется в верхней преобладанием (27 %) пыльцы хвойных, из которых на долю ели приходится 11 %.

Кормужиханская свита отнесена к тобольскому горизонту среднего неоплейстоцена. Вероятные аналоги на юге — чембакчинская и тобольская свиты, в более северных районах — нижние пачки хановейской и харасавэйской свит.

Самаровский горизонт. Чурымская свита (Шĉr) выделена В. С. Волковой [30] в группе разрезов Семейкинского яра на Иртыше (обн. 2501). Она согласно, местами с неглубоким площадным размывом залегает на чембакчинской свите и перекрыта местами с площадным, местами с незначительным эрозионным размывом сузгунской свитой. По данным бурения [31, 33, 293, 309], широко распространена в пределах Тобольского Материка, вскрыта в цоколе четвертой надпойменной террасы Иртыша (обнажения 2502, 2504, 2505) и Бол. Салыма (обн. 2535 и др.). На левобережье Конды свита установлена в разрезах (скважины 20-Зр, 27-Зр) равнины, одновысотной (90–110 м) верхней ступени Тобольского Материка.

Подошва чурымской свиты зафиксирована на площади листа в диапазоне абс. отм. 47–58 м, кровля — на высоте более 60 м. В разрезе выделя-

ются две пачки: нижняя, глинисто-алевритовая, и верхняя, преимущественно супесчано-суглинистая.

Нижняя пачка сложена ленточнослоистыми алевритовыми глинами и алевритами. Слоистость обусловлена чередованием лент (2–20 мм) серой, зеленовато- или синевато-серой глины, тонкослюдистого светло-серого (до белого) мучнистого алеврита и коричневатого-серого глинистого алеврита. Вниз и вверх от средней части пачки толщина лент увеличивается, а преобладающей становится коричневатого-серая окраска пород. Изредка слойки мучнистых алевритов замещаются тонкозернистыми песками со слойчатостью знаков пологоасимметричной ряби. В основании пачки отмечается слой (до 1 м) песка с включениями мелких окатышей подстилающих суглинков чембакчинской свиты. На контакте песков и глин обычны мелкие клинья, «фестоны» и «рулеты» конвективного происхождения. Местами наблюдаются до 2–3 пропластков глинистого сидерита толщиной 1–3 см и мелкие деформации пород. Мощность нижней пачки — до 4–6 м.

Верхняя пачка снизу начинается прослоем (до 1,2 м) брекчии глин и алевритов, содержащих конкреции сидерита. В нем видны фрагменты смятых в мелкие опрокинутые складки ленточнослоистых глин. Нижний контакт этого прослоя четкий по угловому несогласию. Выше залегает алевропелит коричневатого-серого цвета с «хрящевой» крупной очень плотной «овоидной» отдельностью. На срезе порода обнаруживает жирный блеск и тончайшую параллельную текстуру. В ней содержится небольшое количество рассеянных гальки и гравия, одиночные валуны (до 15 см). Вверх по разрезу глина постепенно замещается очень плотным суглинком (до 5–6 м) с оскольчатой структурой. Верхний контакт неровный, волнистый, срезает приуроченные к слою (Семейка, Чембакчино) «отторженцы» карымкарских диамиктонов, залегающие совместно с крупными «отторженцами» мел-палеоценовых [309] белых песков. Последние обычно относились к атлымской или новомихайловской свитам олигоцена. Разрез пачки венчается слоем (до 3–4 м) «мореноподобной» супеси, образующей в выветрелой стенке листовато-оскольчатую отдельность. В ней отмечается небольшое количество рассеянных включений гальки и гравия изверженных пород. Иногда в подошве слоя виден линзовидный прослой (до 0,1 м) разнозернистого песка, содержащего мегакласты. Мощность чурымской свиты — до 12–15 м.

В чурымской свите выделены комплексы остракод, диатомей, спор и пыльцы. В разрезах у Чембакчино и Семейки остракоды распределены по вертикали достаточно равномерно. В составе нижней пачки [121a] установлен комплекс с *Cytherissa lacustris* Sars, в диамиктонах верхней — с *Hyocypris bradyi* Sars, более разнообразный в систематическом отношении. Все виды встречаются на севере Западной Сибири совместно с четвертичными фораминиферами и могут выносить некоторую соленость среды обитания.

В нижней пачке чурымской свиты (Чембакчино), по заключению З. И. Глезер, обнаружены створки неогеновых и четвертичных пресноводных видов диатомей — *Melosira praeislandica* Jouse, *Pinnularia* sp., *Epithemia* sp.

Для чурымской свиты характерны палиноспектры [30, 102], отражающие последовательную смену относительно редколесных ландшафтов (нижняя пачка) северотаежными, лесотундровыми и «тундрово-степными» (верхняя пачка). Абсолютный возраст 180 ± 45 тыс. лет определен методом ТЛ [6] в разрезе скв. 27-3р (гряда Пельтып).

Возраст чурымской свиты общепризнанно считается средненеоплейстоценовым («самаровским»). Многие исследователи относили ее к континентальной морене «максимального самаровского» или «иртышского» оледенений. В. С. Волкова [30] и Р. Б. Крапивнер [121а] впервые признали соответственно «ледниково-озерное» или «ледово-озерное» (лагунное) происхождение чурымской свиты. К близкой идее пришли Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский [102], назвав верхнюю пачку «бассейновой мореной». Стратиграфическими аналогами свиты по положению в сводном разрезе являются белогорская свита, верхние пачки хановейской и хара-савэйской свит Обского Севера и Ямала.

Белогорская свита (Шб1) выделена Е. П. Бойцовой (1967 г.) как «белогорская морена» в одном из обнажений правого берега Оби, ниже по течению от пос. Бол. Камень. П. П. Генералов и автор [48, 210] поместили ее в состав «большекаменской ритмосвиты» (пачка «с»), коррелятивной геоморфологическому уровню равнины с абс. отм. 85–110 м. В границах этого яруса свита вскрыта скважинами на Белогорском Материке (скважины 179, 197 и др.), северном (скважины 18, 20, 35 и др.) и южном (скважины 39, 54, 131 и др.) склонах Сибирских Увалов. Выходы ее пород наблюдаются в обрывах правых берегов Оби (обнажения 7, 8, 9 и др.), Лямина (обнажения 5, 6, 7), чаще всего в цоколе четвертой надпойменной террасы.

Белогорская свита залегает согласно, обычно по четкому ровному контакту, иногда с признаками незначительного площадного размыва на кормужиханской. В ряде местонахождений (обн. 7, скв. 179 и др.) она непосредственно и трансгрессивно покрывает более древние породы. Подошва не опускается ниже 60–70 м абс. выс. Свита местами согласно или с абразионным размывом перекрыта покровной (надымской) толщей регрессивных песков, часто замещающих ее в разрезах полностью. Она сложена суглинками и супесями плотными, оскольчатыми, распадающимися с поверхности на изометричную мелкую щебенку. Диамиктон содержит много включений гравия, гальки и мелких валунов. Внешне порода массивная, слоистость намечается лишь редкими тонкими прослоями песка. Местами в средней части виден горизонт (до 2 м) с мелкими гнездами глины, субвертикальными «жилами» мелкозернистого песка, выклинивающимися вверх и вниз, или разнозернистого песка с мегакластами (по простиранию).

С этим горизонтом ассоциируют отторженцы (до 1–2 м высотой) атлымской и тавдинской свит (обн. 7, Карымкары), а на правом берегу Лямина (обн. 7) — более мелкие (до 0,5–0,7 м) отторженцы карымкарского диамиктона (линзы с зубчатыми краями), эоценовых диатомита и трепела, обломки серых опок и песчаников с опаловым цементом. Отторженцы атлымской свиты, обвальцованные тавдинскими глинами, зафиксированы также в кровле белогорского диамиктона под эрозионным контактом (обн. 9) с лимноаллювием четвертой надпойменной террасы. Мощность

свиты в обнажениях не превышает 12–15 м, на междуречьях достигает 27–30 м.

За исключением спор и пыльцы, белогорская свита не содержит ископаемых органических остатков. Спектры [310] с довольно богатой пылью хорошей сохранности получены (определения Н. Б. Дрожжих) лишь в обн. 9 ниже пос. Бол. Камень на Оби. Они свидетельствуют о смене березовых редколесий северной тайгой. Аналогичные, но более бедные по систематическому составу спектры характеризуют [260] белогорскую свиту из разрезов скважин на междуречьях.

По положению в сводном разрезе устьиртышского комплекса, геоморфологической позиции, большому сходству с палеонтологически охарактеризованной чурымской свитой белогорская датируется средним неоплейстоценом.

Кулундинский и талагайкинский—самаровский горизонты. Карымкарская толща, талагайкинская, семейкинская, халапантская, кормужиханская и белогорская свиты объединенные (1, aN₂kr ÷ Пbl). Озерные и аллювиальные (включают морские) образования позднего плиоцена (карымкарская толща), раннего (талагайкинская, семейкинская, халапантская свиты) и среднего (кормужиханская и белогорская свиты) неоплейстоцена. Переслаивание суглинков, супесей, глин, алевритов, песков с включением гравийно-галечно-валунного материала. Выделены по правому берегу Оби, выше по течению от пос. Октябрьское из-за ограничений, связанных с мелким масштабом Госгеолкарты. Совокупная максимальная мощность стратонов — до 180 м.

Ширтинский горизонт. Сузгунская свита (IaII_{sz}) выделена Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским (1964 г.) в обнажении правого берега Иртыша (район г. Тобольск). На площади листа (Югано-Иртышский СФЦР) сузгунская свита с неглубоким площадным, локально линейным размывом залегает (стратиграфически последовательно) на чурымском диамиктоне.

В наиболее полных разрезах ступеней равнины с абс. отм. выше 95 м свита с постепенным переходом, реже с четким (по смене литологии) контактом перекрыта кальчинской пачкой [309] покровных песков. На более низких регрессивных террасах (до 95 м абс. выс.) этого циклового яруса последняя нередко замещается (правобережье Иртыша) толщей покровных суглинков и супесей. Свита изучена [30, 102, 121а и др.] в ряде обнажений правого берега Иртыша (обнажения 2502, 2504 и др.), Бол. Салыма (обн. 2535 и др.), где обычно слагает цоколь четвертой надпойменной террасы, и по скважинам на междуречьях Обь—Иртыш (скважины 12-Зр, 43-Зр, 72-Зр и др.), Иртыш—Конда (скважины 20-Зр, 27-Зр и др.).

В составе сузгунской свиты почти повсеместно выделяются две пачки. Нижняя пачка сложена снизу песками мелко- и среднезернистыми, иногда (Семейка, Чембакчино) грубозернистыми базального типа со значительным количеством включений гравия, гальки, мелких валунов изверженных пород, окатышей чурымских глин. Местами эти пески

выполняют неглубокие эрозионные ложбины в кровле чурымской свиты. Основная часть разреза нижней пачки представлена алевролитами или супесями с подчиненными прослоями песков, суглинков или глин. В алевролитах и песках местами наблюдается слоистость знаков асимметричной ряби с падением слойков под углами до 5–7°. Некоторые прослои сильно обогащены фитодетритом. Отмечаются следы подводного оплывания наносов, горизонты конвективных нарушений типа «инволюций и крошечных грунтовых жилок» [102]. В кровле нижней пачки установлено наличие дислоцированного, иногда линзовидного прослоя (до 1,5 м) гумусированной торфянистой породы, напоминающей погребенную гидроморфную почву. К нему приурочены гидроокисно-железистые стяжения, часто в форме вертикальных «журавчиков». Мощность нижней пачки — 3–13 м.

Верхняя пачка, сложенная легкими супесями и суглинками, залегает на нижней с признаками внутриформационного перерыва в осадконакоплении, выраженного прослоями мелкозернистого пылеватого песка (2–3 м) или торфянистой породы. В разрезе наблюдаются 1–2 горизонта гумусированной породы, разделяющих пачку на 2–3 подпачки. В осадках много фитодетрита и растительной сечки. В стенках обнажений по Иртышу и Бол. Салыму породы пачки кажутся массивными или скрытослоистыми. При ближайшем рассмотрении в них становится заметной тонкая параллельная или пологоволнистая слоистость, выраженная изменением окраски, гранулярного состава, наличием нитевидного ожелезнения или слойков с обильным фитодетритом. По всему разрезу верхней пачки наблюдаются разнообразные проявления криогенных текстур — как эпигенетически наложенных, так и сингенетичных осадкам [102]: криотурбаций, инволюций, перемешивания слоев, мощных псевдоморфоз (до 6 м по вертикали) по повторно-жильным льдам. Узкие грунтовые клинья сопровождают гумусовые горизонты. Мощность верхней пачки — 8–18 м, сузгунской свиты — 20–30 м.

Сузгунская свита района бедна ископаемыми органическими остатками. В разрезе ее у пос. Чембакчино (обн. 2504) встречены [102, 130] единичные створки остракод *Cytherissa lacustris* Sars. Здесь же Н. Т. Солововой [309] определены (верхняя пачка) обломки перистых диатомей *Melosira* sp., *Pinnularia* sp., *Nitzsia* sp. Палинологические данные указывают на преобладание в сузгунское время преимущественно редколесных или безлесных ландшафтов, реже (нижняя пачка) — лесных, северотаежных. Климат оценивается как весьма суровый, способствующий формированию многолетней мерзлоты.

Сузгунская свита, по мнению многих исследователей, формировалась в процессе регрессии «чурымско-белогорского» бассейна, с некоторой возвратно-трансгрессивной подвижкой в позднесузгунское время, когда водоем отличался обстановкой неустойчивого мелководья и внутриформационными перерывами в осадконакоплении. Об этом свидетельствуют явные следы криогенеза и наличие погребенных гумусовых горизонтов. Возраст сузгунской свиты датируется средним неоплейстоценом. При этом ширтинскому горизонту, на наш взгляд, отвечает ее нижняя пачка, тазовскому — верхняя. На севере площади листа свите коррелятна надымская толща.

Ширтинский и тазовский горизонты. Надымская толща (alInd) выделена А. И. Некрасовым [287] в бассейне верховий Надыма по результатам ГГС-200. Это — регрессивные аллювиально-озерные, пляжевые пески, которые повсеместно (Сосьвинско-Белогорский, Увалосибирский СФцР) распространены с поверхности на ступенях междуречной равнины высотой 85–110 (до 115) м над у. м. Они вскрыты многочисленными картировочными скважинами (скважины 10, 21, 49 и др.), изредка — в обнажениях (обн. 7, правый берег Лямина, и др.). Пески стратиграфически последовательно, как правило, по четкому ровному контакту или с постепенным переходом, иногда с неглубоким площадным размывом залегают на белогорской свите. Более древние образования (палеоген—нижний неоплейстоцен) они перекрывают трансгрессивно или (локально) с эрозионным размывом.

В разрезе толщи преобладают пески мелкозернистые, отчетливо параллельно- или тонколинзовослоистые, содержащие тонкие прослои суглинков, супесей и глинистых разностей. В средней части разреза отмечаются прослои тонкозернистых пылеватых песков. Более грубый состав толща имеет в своих нижней и верхней частях, где пески становятся нередко разно- или среднезернистыми, содержащими грубообломочный материал изверженных и местных пород, вплоть до скоплений гравия и гальки вблизи подошвы и кровли. Мощность надымской толщи изменяется в больших пределах — от первых метров до 35–40 м (в эрозионных ложбинах). «Раздувы» мощности, на наш взгляд, характерны для участков, где надымская толща, замещая белогорскую свиту, налегает непосредственно на литологически схожие породы кормужиханской свиты или халасинской толщи. В таких местонахождениях вычленение более древних осадков из состава покровных песков представляется весьма затруднительным.

По строению, составу и текстурам пески надымской толщи отвечают прибрежно-бассейновым фациям стадии регрессии белогорского озера-моря (лагуны). На основании этих же критериев они вряд ли подходят под определение классических «зандровых» образований, в качестве которых нередко рассматриваются. Пески толщи заслуживают внимания [260] как возможный объект поисков циркониево-титаноносных россыпей, а также месторождений строительных песков.

Возраст толщи датируется концом среднего неоплейстоцена. По положению в сводном разрезе, геоморфологической позиции, облику осадков она уверенно сопоставляется с сузгунской свитой и кальчинской толщей Югано-Иртышского СФцР.

Кальчинская толща (alIkl) выделена Ю. П. Черепановым [222, 309] по составному стратотипу в серии картировочных скважин, пробуренных в верховьях р. Кальча, левого притока Демьянки. Толща венчает разрез осадков, коррелятных верхним ступеням Тобольского Материка на абс. отм. 95–110 м, залегая с постепенным переходом, реже по четкому ровному контакту на сузгунской свите. На площади листа кальчинская толща вскрыта скважинами механического (скважины 26-Зр, 27-Зр и др.) и ручного бурения на ключевых участках междуречья Обь—Конда—Иртыш, где характеризуется в основном такими же условиями залегания, как и в страторайоне. Она является рельефообразующей и согласно подстилается

сузгунской свитой. Вместе с тем местами, по данным ручного бурения, установлено ее несогласное (с площадным или неглубоким эрозионным размывом) залегание непосредственно на пельтыпской свите.

Толща сложена преимущественно песками мелкозернистыми, часто пылеватыми, реже — разнотернистыми с заметной примесью зерен средней и крупной фракций. Наиболее грубозернистый состав пород характеризует верхнюю половину разреза или локализуется вблизи кровли в виде тонких линз и прослоев гравийно-галечно-валунного материала уральского происхождения, реже — местного. В основании разреза толщи (над сузгунской свитой) включения мегакластов немногочисленны, нередко наблюдается (скважины 20-Зр, 27-Зр) пограничная пачка переслаивания песков с алевритами. В полосе прислонения (абс. выс. 105–112 м) пятой надпойменной террасы к литоциклу, отвечающему более высокому ярусу (вдоль береговой линии чурымско-сузгунского бассейна), кальчинская толща, залегающая местами непосредственно на диамиктонах пельтыпской свиты, характеризуется наиболее грубым составом. Здесь преобладают пляжевые литофации небольшой мощности (до 5–7 м); в основании разреза иногда фиксируется инстративный («врезания») аллювий в виде базального слоя (до 1,5 м) разнотернистого гравийного песка с галькой и валунами. Наибольшая концентрация (типа перлювия) мегакластов отмечается вблизи кровли толщи. Породы неравномерно ожелезнены. Они значительно лучше промыты, чем в страторайоне, почти не содержат супесчано-суглинистых линз и прослоев; текстура параллельная, параллельно-линзовидная или линзовидная. Мощность кальчинской толщи варьирует в пределах 0,3–16 м.

Палинологические исследования (Н. Б. Дрожащих, Т. Г. Семочкина) свидетельствуют о благоприятном климате времени формирования толщи. Спектры лесные (сосново-березовые или березово-сосновые).

Кальчинская толща сформировалась в завершающую стадию регрессии чурымско-белогорского бассейна в обстановке гидродинамически активной прибрежной среды осадконакопления. По положению в сводном разрезе возраст ее датируется позднеатазовским временем среднего неоплейстоцена.

Среднее—верхнее звенья

Включают комплекс осадочных образований четырех надпойменных террас, возраст и происхождение которых до настоящего времени трактуются неоднозначно. Существуют разногласия в оценке ряда параметров (абсолютные и относительные отметки, порядковые номера террас и т. п.) одних и тех же элементов долинной лестницы современных рек, сомнения (вплоть до отрицания) в отношении циклового («сквозного», регионального) характера коррелятивных отложений однопорядковых террас и т. д.

Тазовский—казанцевский горизонты. Лимноаллювий четвертой надпойменной террасы (Ia⁴II—III^{tz-kz}) коррелирует с верхне-

му цикловому ярусу долин современных рек. В долинах Оби, Иртыша, их наиболее крупных притоков (Конда, Казым, Назым, Лямин) терраса занимает обширные площади с абс. отм. 65–82 (до 85) м. На приречных участках абсолютная высота террасы снижается до 60 м, а в долине Казыма — 55 м. Характер распространения четвертой надпойменной террасы, наряду с особенностями строения и литолого-фациального состава коррелятивных отложений, позволил некоторым геологам рассматривать ее как террасу озера-моря [131, 276] или как лагунную террасу [121а]. В долины мелких водотоков, расчленяющих террасу более высокого яруса, она заходит лиманообразно, плавно сопрягаясь с днищами их узких корыто- или ложбинообразных верхних отрезков. Лимноаллювий четвертой надпойменной террасы с эрозионным несогласием залегает на разновозрастных олигоцен-четвертичных образованиях, наиболее молодыми из которых являются надымская толща и сузгунская свита. По отношению к последним терраса характеризуется как вложенно-прислоненная. Подошва ее осадочного ритма на площади листа испытывает колебания в большом гипсометрическом диапазоне — от 9 (и, возможно, ниже) до 75 м над у. м. — и местами (правый берег Оби, обн. 19) погружается под урез воды. Она обнаруживает ступенчатость так же, как и кровля, совпадающая с дневной поверхностью или перекрытая маломощным (3–4 м и более) чехлом покровных суглинков и супесей. Этот фактор определяет довольно сложный фациально-седиментационный профиль террасы при общей выдержанности строения разреза. На площади листа осадки террасы сравнительно хорошо изучены [30, 90, 102, 121а, 147, 308 и др.] как в обнажениях по берегам Оби (обнажения 7, 9, 19 и др.), Иртыша (обн. 2505 и др.), их крупных притоков, так и в разрезах многочисленных скважин на междуречьях. В разрезе лимноаллювия выделяются две пачки.

Нижняя пачка начинается плохо отсортированными разнозернистыми, иногда глинистыми песками с косой и мелколинзовой слоистостью. Непосредственно над эрозионным контактом наблюдаются скопления грубообломочного материала, в том числе валунов, различного петрографического состава, окатышей глин, обломков древесины. Встречаются линзы супесей, суглинков, аллохтонного торфа и гиттии почти черного цвета. Выше по разрезу, как правило, залегают преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые пески, обычно с хорошей сортировкой зерен и незначительной примесью алевроитовой и пелитовой фракций. Слоистость руслового типа — от линзовой и диагональной (внизу) до косоволнистой и параллельной (вверху). Ближе к кровле пачки отмечаются прослой супесей, суглинков, глинистых песков, содержащих фитодетрит, линзы черного аллохтонного торфа и сопровождающихся иногда горизонтами мелких конвективных деформаций (типа дисгармоничных складок и др.). Мощность пачки колеблется в широких пределах — от 1–6 до 18–20 м.

Верхняя пачка нижних ступеней (абс. выс. 60–72 м) террасы представлена супесями, суглинками, редко глинами и алевроитами, иногда (обнажения 2504, 2505) переслаиванием этих разностей. В разрезе ее выделяются до 2–3 подпачек, последовательно сменяющих друг друга с внутривыформационными перерывами по контактам, где наблюдаются тонкие

деформированные и прерывистые прослойки черного намывного торфа или гумуса. Слоистость в нижней части разреза ритмичная параллельная. На правобережье Оби в составе верхней пачки преобладают мелкозернистые пылеватые пески, часто с подчиненными маломощными (1–3 м) прослойками супесей и суглинков. Мощность пачки — 8–20 м.

У более высоких (свыше 75 м) ступеней регрессивного ряда террасы разрез верхней пачки (при одновысотном положении элементов погребенного рельефа) характеризуется наибольшей полнотой и относительной монотонностью литолого-фациального состава. Вместе с тем нижняя пачка здесь сильно редуцирована и нередко представлена лишь базальным слоем, что характерно и для «раскрытых» в террасу днищ корытообразных долин малых рек.

Мощность осадочного ритма террасы изменяется в широких пределах — от 6–7 до 35 м; лишь на участках глубоких эрозионных врезов, где подошва опускается до уровня пляжа или даже переуглублена (относительно уреза воды), она аномальная и достигает 50–60 м. Один из таких врезов в обрыве правого берега Оби вблизи устья р. Конолевка (обн. 19) подробно охарактеризован Г. И. Лазуковым (1964, 1970 г.). Мощность нижней пачки четвертой надпойменной террасы на участках глубоких врезов обычно не превышает 36–40 м.

Минеральный состав песков четвертой надпойменной террасы на площади листа Р-42 в целом рассматривается [310] как довольно устойчивый, за исключением фрагментов толщи, выполняющих глубокие врезы. Для последних, по данным Г. И. Лазукова (1970 г.), характерны значительные колебания содержаний ряда минералов как породообразующих, так и в тяжелой фракции. В большинстве разрезов легкая фракция представлена кварцем (до 85 %) и полевыми шпатами (до 30 %); постоянно присутствуют обломки пород (2–7 %) и слюда (не менее 2–3 %). Тяжелая фракция характеризуется, с некоторыми отклонениями, амфибол-пироксен-эпидот-ильменитовым комплексом минералов. Глинистая фракция сложена гидрослюдой и монтмориллонитом с примесью бейделлита, хлорита, каолинита.

Породы верхней пачки террасы обнаруживают перспективы в отношении поисков глинистого сырья; аллювий нижней пачки представляет собой объект поисков месторождений ПГМ и циркониево-титаноносных россыпей.

В палеонтологическом отношении наиболее изучена так называемая карымкарская терраса (обн. 8), названная так В. А. Мартыновым и В. П. Никитиным [147]. Ей посвящено большое количество опубликованных работ, в которых приводятся отрывистые сведения о наличии в составе осадков террасы разных групп ископаемых органических остатков. Из карымкарского торфяника (средняя часть разреза) В. П. Никитиным и А. И. Поломошновой получены комплексы семенной флоры с элементами листовой, свидетельствующие о близких к современным ландшафтах и некотором смещении (на 3–4°) ландшафтных зон к северу. Верхняя часть торфяника и перекрывающие его супеси, по заключению В. П. Никитина, отвечают времени «климатического оптимума». Несколько более «прохладную» ассоциацию (заключение М. Г. Кипиани) приводит Г. И. Лазуков (1970 г.).

Спорово-пыльцевые спектры — лесного типа. В частности, Г. М. Левковская (Милюкова, 1961 г.) выделяет в карымкарском разрезе пять фаз развития растительности. На начальных этапах произрастали березовые редколесья, позднее — темнохвойная тайга, сменившаяся елово-березовыми и елово-сосновыми лесами, а те в свою очередь вновь темнохвойной тайгой с примесью широколиственных пород (климатический оптимум). На конечных этапах получили развитие березовые леса и редколесья. Таким образом, начало и завершение формирования четвертой надпойменной террасы ознаменовались относительными похолоданиями климата, который в целом был близок к современному или несколько теплее в среднюю фазу цикла. Диатомовый анализ [310] показал (заключения Н. В. Рубиной, М. И. Зиньковой) наличие в осадках карымкарской террасы синхронных диатомей, комплекс которых (в одном из образцов слоя под торфяником с карпоидами) насчитывает до 20 видов. Он представлен пресноводными, пресноводно-солонатоводными, бентосными и планктонными формами диатомей, умеренных в отношении температуры. За пределами площади листа терраса содержит характерные комплексы крупных позвоночных верхнепалеолитического комплекса с ранней и поздней формами мамонта, ископаемых грызунов, остракод, колеоптерий. Карымкарская терраса охарактеризована [6, 96] ГЛ-датой 130 тыс. лет (средняя часть разреза, слой глины выше торфяника).

Средне-позднеплейстоценовый возраст четвертой надпойменной террасы устанавливается по положению в сводном разрезе, геоморфологической позиции и на основании палеонтологических данных. К ее возрастным аналогам относятся исетская терраса Зауралья, нижнетавдинская терраса бассейна Иртыша, локосовская терраса широтной Оби, четвертая морская (казанцевская) терраса Ямальского Севера.

Верхнее звено

Зырянский надгоризонт. Ермаковский горизонт. Лимноаллювий третьей надпойменной террасы ($la^3\Pi er$) широко распространен в долинах Оби, Иртыша, их крупных притоков, а также в корыто- и ложбинообразных долинах малых рек, где выполняет днища, сопряженные с этим ярусом. Осадки занимают четкую геоморфологическую позицию, формируя литоцикл террасы с абс. отм. 45 (50)—60 (до 63) м. Отложения террасы вскрыты в многочисленных обнажениях вдоль берегов рек и разрезах картировочных скважин. По отношению к ритмосвите более высокого циклового яруса терраса часто оказывается вложенно-наложенной, местами прислоненно-вложенной, опираясь при этом на более древние разновозрастные породы (вплоть до палеогеновых).

В основании разреза третьей надпойменной террасы залегает пачка преимущественно русловых накоплений мощностью до 10—12 м. Они представлены песками мелкозернистыми, нередко пылеватыми. Над нижним контактом в базальном слое отмечается значительная примесь средних и крупных зерен песка, глинистых окатышей, гравия и гальки изверженных и метаморфических пород. В нижней части пачки наблюдается

диагональная слоистость косонаклонных, срезающих друг друга серий. Кверху она выполаживается до косоволнистой и тонкой параллельной. В составе аллювиальных накоплений часто участвуют линзовидные прослои суглинков и супесей, деформированные в результате воздействия криогенных процессов. Отмечаются косонаклонные псевдоморфозы (до 3–4 м) по ледяным жилам.

Верхняя, собственно озерно-аллювиальная пачка на левобережье Оби, правобережье Иртыша сложена однообразным набором связных пород пылеватого состава. Для нее характерно непостоянное чередование в разрезе суглинков, супесей, песчанистых глин и песков. Нередко пачка представлена какой-либо одной из перечисленных разностей. В частности, на правобережье Оби и в бассейне Конды пески почти полностью слагают ее разрез [260, 309]. Довольно часто здесь отмечаются прослои (до 0,3–0,5 м) легких супесей, реже суглинков, а также тонкие (первые сантиметры) линзочки грубозернистого песка. Вблизи кровли имеют место горизонты «ортзанда». Породы обладают тонкой параллельной слоистостью, обычно четкой, реже — неясновыраженной, скрытой. Иногда текстура проявляется за счет частых прослоев (до 3 см) пылеватого песка со слойчатостью знаков ряби. Мощность верхней пачки — 8–12 м. Вверх по долинам она, как правило, сокращается; при этом наблюдается редукция отдельных слоев. Мощность лимноаллювия террасы достигает 25–30 м.

Лимноаллювий террасы перспективен в отношении поисков строительных песков, песчано-гравийного материала, кирпичных глин, россыпей титана и циркония.

По данным гранулометрического анализа [30, 31, 43, 57, 260, 309], содержание алевритовой фракции в породах верхней пачки колеблется от 15 до 70 %, пелитовой — от 10 до 35 %. Минеральный состав песков отличается большой устойчивостью на всей площади листа Р-42. Для него характерно постоянное отношение кварца (60–75 %) к полевым шпатам, равное примерно трем. В легкой фракции почти постоянно присутствуют слюда, глауконит, органогенный опал, а также обломки пород (до 7 %). Тяжелая фракция (выход до 1,5 %) представлена амфибол-эпидот-ильменитовой ассоциацией минералов. Фактически отсутствуют пироксены (до 1 %); из аутигенных содержатся лимонит и сидерит. Глинистая фракция почти нацело сложена гидрослюдой с примесью каолинита.

Третья надпойменная терраса во многих пунктах по Иртышу, в том числе у Горно-Филинского (заключение И. В. Фороновой), охарактеризована [57, 309] фауной крупных позвоночных верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа. Здесь же Н. Г. Смирновым и А. В. Бородиным определены единичные формы ископаемых позднплейстоценовых грызунов (леммингов). Спорово-пыльцевые комплексы из отложений террасы повсеместно свидетельствуют о смене преимущественно лесных ландшафтов лесотундровыми и тундровыми. На более суровый, чем современный, климат указывают обильные следы существования многолетней мерзлоты.

Осадки третьей надпойменной («мамонтной») террасы датируются раннезырянским (ермаковским) временем позднего неоплейстоцена.

Каргинский—сартанский горизонты. Лимноаллювий второй надпойменной террасы (Ia²IIIkr-sr) имеет широкое распространение в долинах Оби и Иртыша, их крупных притоков Казыма, Конды, Назыма, Лямина, Бол. Салыма. Ширина террасы в низовьях Иртыша достигает 100–120 м. В долины малых рек терраса заходит лиманообразно, плавно сопрягаясь с их днищами. Диапазон абсолютных высот поверхности на юге составляет 30–50 м, на севере — 25–45 м. По отношению к третьей надпойменной вторая терраса характеризуется вложенно-прислоненным залеганием. В ложе цоколя вскрываются нижнеэоценовые (талагайкинская свита) и палеоген-неогеновые породы.

В строении осадочного ритма второй надпойменной террасы, изученного [205, 260, 309 и др.] во множестве береговых обрывов и разрезов скважин, принимают участие две пачки. В основании нижней пачки обычно залегают среднезернистые пески с примесью крупных зерен. Над нижним контактом они содержат включения гравия и гальки кристаллических пород, глинистых окатышей, нередко скопления (до 0,3 м) грубообломочного материала и обломков древесины. В верхней половине разреза преобладают мелко- и тонкозернистые пылеватые пески с прослоями заиления, маломощными линзами суглинков и супесей. Слоистость в осадках пачки изменяется (снизу вверх) от мелколинзовой и диагональной до пологоволнистой и параллельной. Местами в составе русловых накоплений присутствуют прослои, обогащенные слабоокисленными растительными остатками, и линзы (до 0,5–1 м) аллохтонного торфа. Мощность пачки достигает 10–15 м.

Верхняя пачка сложена суглинками, супесями и песками. Разрез, как правило, выглядит достаточно монотонным вследствие резкого преобладания какой-то одной разности. Реже, над приподнятыми элементами погребенного рельефа, наблюдается чередование их по вертикали. В гранулярном составе на пелитовую фракцию приходится 21–36 %, алевритовую — 2–60 %. Породы обладают невысокой пластичностью; консистенция изменяется от туго- до текучепластичной. Текстура обычно параллельнослоистая, иногда скрытая (до массивной). Довольно часто она подчеркивается за счет присутствия тонких слоев пылеватого тонкозернистого песка или тонкопесчанистого алеврита.

Песчаные разрезы верхней пачки террасы превалируют в бассейнах Конды, Казыма и на правобережье Оби. Пески мелко- и тонкозернистые, пылеватые, в нижней половине разреза содержат прослои с хорошей сортировкой зерен, изредка — тонкие линзочки разнозернистого песка. Слоистость, как правило, четкая тонкая параллельная, перемежающаяся с тонкой косоволнистой, косой и знаков ряби. В отличие от третьей надпойменной террасы в осадках второй отсутствуют следы многолетней мерзлоты. Мощность отложений террасы на площади листа колеблется в широких пределах — от 4–6 (в малых долинах) до 30 м (возможно, и более) у крупных рек.

Породообразующими минералами песков являются кварц (60–80 %) и полевые шпаты (до 30 %). В тяжелой фракции (выход до 1,5 %) доминируют ильменит (свыше 35 %) и группа эпидот—цоизита (свыше 30 %). В разных соотношениях встречаются пирит, роговая обманка и гранат;

существенная доля нередко принадлежит минералам группы амфиболов (в среднем 16–17 %) за счет сокращения ильменита и эпидота, а также пироксенам (более 4 %). В глинистой фракции гидрослюды преобладают над монтмориллонитом.

Перспективы лимноаллювия второй надпойменной террасы связаны с поисками строительного песка, ПГМ, кирпичных глин, россыпей титана и циркония.

Палинологические спектры [121а, 260, 309 и др.] отражают лесной характер растительности (елово-березовые, сосново-елово-березовые, березово-сосновые леса) и указывают на климат, сходный с современным или несколько более благоприятный. В составе верхней пачки террасы известны находки ископаемых пресноводных моллюсков, остракод, диатомей, также свидетельствующие о «межледниковых» климатических условиях и преимущественно застойном характере бассейна седиментации. Вторая надпойменная терраса общепризнанно считалась каргинской, позднеплейстоценовой. В РСС-2000 верхняя возрастная граница на основании радиоуглеродных датировок (18–20 тыс. лет) повышена до начала сартанского времени.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Казанцевский горизонт–голоцен

Делювий (dIII–H) выделен на поверхности и в основании склонов, опирающихся на верхнеплейстоценовые террасы и пойму. Он залегает в виде шлейфов, выклинивающихся вверх по склону. Состав делювия отражает интегральный вещественный состав срезанных склоновыми процессами пород «материнского» субстрата. Он представлен суглинками, супесями. Для делювия характерны рыхлое сложение и неравномерное распределение по разрезу псаммитового материала, содержание которого книзу увеличивается, иногда заметная (в обнажениях) параллельная, облекающая слоистость, отчетливая в песчано-супесчаных разностях, скрытая — в суглинистых. Нередко отмечается грубообломочный материал. Мощность делювиальных шлейфов у подножия склонов достигает 3–5 м и, возможно, более. Формирование делювия происходило в разные этапы позднего неоплейстоцена–голоцена. В каждом конкретном разрезе нижняя возрастная граница его отвечает возрасту террасы, на которую шлейф опирается.

Сартанский горизонт–голоцен

Аллювий первой надпойменной террасы (a¹III_{sr}–H) развит в долинах Оби, Иртыша, их крупных притоков. Он распространен в виде узких (до 3–5 м) протяженных полос, фрагментов и останцов «обтекания» (на поверхности поймы), вложенно-наложенных или прислоенно-вложенных по отношению ко второй надпойменной террасе. Отно-

сительная высота террасы достигает 10–12 м у крупных рек, закономерно уменьшаясь в долинах притоков и к верховьям водотоков всех порядков. Отложения первой надпойменной террасы на площади листа изучены в разрезах скважин и обнажений [260, 309], что позволило судить о деталях строения и составе осадочного ритма, отнести ее к самостоятельному цикловому образованию. Повсеместно это — нормальный (перстративный) аллювий, для которого устанавливаются, в отличие от более древних террас, все фации типично речных накоплений: пойменная (половодная), русловая и старичная.

С поверхности залегают половодные осадки мощностью 2–5 м. Они представлены суглинистыми или супесчаными илами, часто переслаиваемыми между собой, с тонкозернистыми пылеватыми песками или тонкопесчанистыми алевритами. Суглинки — от тяжелых до легких по составу, тонкопараллельнослоистые. В песках и алевритах слоистость тонкая параллельная или знаков симметричной волновой ряби. Иногда пески и алевриты полностью слагают пойменную пачку. Под почвенным слоем с развитым профилем в обнажениях наблюдаются криогенные текстуры, в том числе псевдоморфозы по ледяным жилам (до 2 м).

Под осадками половодной пачки залегают русловые и старичные накопления. Русловые осадки представлены субфациями: прирусловой отмели (чередование песков с прослоями заиления); прирусловых валов (мелкозернистые пылеватые пески с характерной пологонаклонной параллельной слоистостью облекания); собственно русловых накоплений (пристрежневых, с характерным огрублением грансостава песков вниз по разрезу, сменой в этом направлении субгоризонтальной текстуры на диагональную и линзовую, присутствием линз супесей, суглинков, аллохтонного торфа, скоплениями грубообломочного материала над нижним эрозионным контактом). Мощность пачки — 15–17 м. Наиболее грубый состав руслового аллювия отмечается [260] у первых надпойменных террас Оби, Назыма и Лямина. Здесь вблизи подошвы нередко залегают довольно мощные (до 2 м) линзы гравия и гальки с участием валунов кристаллических пород. В составе старичных накоплений преобладают иловатые, часто неслоистые плотные суглинки с прослоями супесей и мелкозернистых песков, с включениями стеблей трав, веток, стволов деревьев, погребенными почвами болотно-глеевого типа. В окраске пород характерны закисные сизые и голубовато-серые тона. Обильны стяжения и конкреции вивианита. Мощность старичных, часто замещающих по латерали русловые накопления, — 10–12 м. Мощность аллювия террасы не превышает 20 м.

Наличие пунктов минерализации с повышенным содержанием минералов титана и циркония позволяет рассматривать аллювий террасы как объект возможных поисков.

Спорово-пыльцевые спектры [57, 260, 309 и др.] в целом отражают лесной тип растительности, но наряду с сингенетичными криогенными проявлениями позволяют предполагать климатическую обстановку несколько более суровую, чем современная. По материалам радиоуглеродного

датирования, формирование первой надпойменной террасы происходило в интервале 9,7–15 (20) тыс. лет назад. Вопрос ее самостоятельности до сих пор служит предметом дискуссии. Существует мнение [121а, 205, 260 и др.] о том, что терраса является верхним уровнем поймы. Такие утверждения отчасти справедливы для сниженных участков террасы, где местами ее заверченный осадочный ритм, венчающийся погребенной почвой с хорошо развитым профилем, перекрыт с поверхности современным пойменным наилоком (до 2–3 м) в результате периодических аномально высоких паводков. Наличие следов многолетней мерзлоты, отсутствующих в разрезах пойменных террас, также косвенно указывает на самостоятельность рассматриваемого аллювиального цикла.

Голоцен

Аллювий пойменных террас (аН) объединяет речные накопления, коррелятные высокому, среднему и низкому уровням современной поймы, включая долины мелких водотоков, где показан на карте внемасштабно. Наибольшим распространением он пользуется в долинах Оби и Иртыша, их крупных притоков. Строение наиболее полных разрезов пойменных террас весьма однотипно. Основные различия заключаются в неодинаковой мощности половодной пачки, максимально развитой (до 3–5 м) у высокой поймы и нередко отсутствующей у нижней. Аллювий поймы, формирующийся по перстративному типу, обнаруживает большое сходство с более древней генерацией. В его составе также выделяются фации, характерные для аллювия равнинных рек умеренного пояса.

Пойменные (половодные) накопления представлены супесями и суглинками, иловатыми глинами, реже алевритами и тонкозернистыми песками. Для половодной пачки характерны гумусовые и оторфованные горизонты, отождествляемые с почвами «болотно-старичного типа», тонкие линзовидные прослои растительной трухи. Слоистость тонкая параллельная, параллельно-волнистая, знаков ряби волнения и т. п.

Русловой аллювий залегает под половодными и старичными накоплениями, а в границах низкой поймы фактически полностью слагает ее разрез. Сверху наблюдаются тонко- и мелкозернистые пески с частыми прослоями суглинистых, супесчаных, алевритовых илов. Нижняя часть разреза русловых накоплений сложена средне-, крупно- и разнотернистыми песками. Пристречневые литофации содержат линзы супесей, суглинков, алевритов, торфа, растительные остатки, обломки древесины, рассеянные гравий и гальку. Наиболее грубый состав руслового аллювия характерен для поймы Оби на участках (Бол. Камень–Октябрьский, Новые и Старые Карымкары, Урманский и др.), где размываются берега, сложенные диамиктонами. В таких местах на бечевниках наблюдаются крупные косы и «каменные мостовые», представленные валунно-глыбовым перлювием и нередко погружающиеся в русло реки. Мощность линз гравийно-галечно-валунного материала в базальном слое поймы достигает здесь 3–5 м, хотя обычно не превышает 1–2 м. Слоистость в русловых накоплениях сверху вниз изменяется от параллельной (субгоризонтальной),

косоволнистой, разнообразной косою до диагональной и линзовой. Мощность руслового аллювия достигает 30 м.

Старичный аллювий, вложенный в русловые накопления, представлен суглинисто-супесчаными илами, мелкозернистыми, часто глинистыми песками с растительными, в том числе древесными остатками, торфом. В окраске осадков преобладают закисные оттенки. Мощность старичных накоплений составляет 10–17 м. Мощность аллювия пойменных террас достигает 35 м. Перспективы аллювия пойменных террас связаны с поисками месторождений строительных песков и песчано-гравийного материала. Имеются проявления и пункты минерализации с повышенными содержаниями титана и циркония. Аллювий пойменных террас находится в стадии формирования, которое, согласно радиоуглеродным датировкам, началось около 9,7 тыс. лет назад. Возраст его общепризнанно считается голоценовым.

Покровные торфяники на площади листа Р-42 очень широко распространены на всех уровнях рельефа, часто маскируя разделяющие их уступы. Представлены торфом, формирующим залежи низинного, переходного и верхового типов. В массивах верховых залежей разрез торфяников нередко стратифицирован (смешанный тип). В основании залегают низинные торфы, иногда древесной группы, сменяющиеся вверх по разрезу переходными и верховыми. Состав торфа и его разнообразные свойства рассмотрены ниже, в соответствующем разделе настоящей «Объяснительной записки». Мощность палюстрия составляет в среднем не более 3 м, но может достигать (Югано-Иртышский СФР, бассейн Бол. Салыма) 6–8 м. Возраст его, согласно имеющимся радиоуглеродным датам, не превышает 9600 лет и считается голоценовым. Вместе с тем имеют место датировки, в частности для Ямала, превышающие 10 тыс. лет (Данилов, 1981 г.).

Покровные суглинки и супеси плащеобразно перекрывают с поверхности сузгунскую свиту на междуречье Обь–Иртыш, четвертые надпойменные террасы Иртыша, частично Оби и левобережья Казыма. На площадях распространения регрессивных песков кальчинской, надымской, вынтьинской, халасинской и мужинской толщ они развиты фрагментарно и на карте не показаны. В специальной литературе покровные суглинки и супеси известны как «лессовидные» или «субаэральные» образования.

По условиям залегания суглинки и супеси выполняют неровности погребенного рельефа. На контакте с подстилающим глинистым субстратом местами (Тобольский Материк) фиксируются следы площадного размыва по наличию линз песков и прослой намывного гумуса, сопровождаемые следами палеомерзлотных проявлений. Чаще всего контакт здесь не отчетлив. В обнажениях он прослеживается по нижней границе вертикальной облессованной стенки покрова, разбитого трещинами и образующего столбчатые отдельности. Толща характеризуется серовато-желтыми, палевыми, коричневато-бурыми, бурыми тонами окраски, макропористой структурой, более грубым составом нижней части разреза по сравнению с верхней, наличием карбонатных и гидроокисных конкреций. В верхней части покровной толщи повсеместно наблюдаются ходы червей, корни

растений, растительные остатки. В случае залегания покровных образований на песчаном «материнском» субстрате контакт, как правило, четкий (по смене литологического состава). В разрезах скважин и шурфов осадки обычно влажные, вязкие, без явных признаков «лессовидности», за исключением окраски. Вместе с тем очевидно, что покровная толща претерпела субаэральный гипергенез, протекавший особенно интенсивно в слое сезонного промерзания — в среднем до глубины 3–5 м, местами (Самаровский «останец» и др.) — до 8–10 м. Покровную толщу с интенсивными гипергенными преобразованиями можно рассматривать с некоторой долей условности в качестве «современной коры выветривания» («карбонатная фаза», по Б. Б. Полюнову). Мощность покровных суглинков достигает 6–8 м.

Возраст (начало накопления) покровных суглинков и супесей сопряжен с возрастом формирования кровли рельефообразующих пород. В области распространения многолетней мерзлоты гипергенные изменения в составе покрова происходят и на современном этапе.

МАГМАТИЗМ

НЕСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на рассматриваемой территории известны только в составе фундамента Западно-Сибирской плиты (ЗСП), где они вскрыты глубокими скважинами нефтеразведочного бурения. Они представлены плутоническими и субвулканическими образованиями ультраосновного, среднего, кислого и субщелочного состава. По возрасту среди них выделены ранне-, средне- и позднепалеозойские, средне- и поздне-триасовые интрузии. Возможно, в районе развиты и протерозойские интрузивные образования [296, т. 1], о чем также свидетельствуют отдельные К-Аг датировки возраста гранитоидов за пределами района, однако на настоящее время нет уверенных данных для их установления. В целом определения возраста интрузивных пород физическими методами немногочисленны (табл. 2). До настоящего времени они выполнялись методами ДД (сравнительной дисперсии двупреломления) и К-Аг. Преобладают определения для гранитоидов. Определения методом ДД показали более древние возрасты, в частности для гранитоидов Каменной нефтеразведочной площади по скважинам 11, 12, 16, 34 — в пределах от 680 до 910 млн лет (верхний рифей). В настоящее время метод не используется, поэтому для показа на Геологической карте доюрских образований эти данные не учтены.

Даты для гранитоидов района, полученные в последнее время [196в], дают большой разброс значений возраста: от 374 ± 11 (D_{2-3}) до 129 ± 5 млн лет (K_1); есть даже дата 70 млн лет (K_2) [19]. Более половины К-Аг дат гранитоидов по источникам [77, 196в] дали триасовый возраст. Одна из проб гранодиорита по скв. 68 Каменной площади была продублирована Rb-Sr методом, показавшим позднепалеозойскую дату $291,8 \pm 2,1$ млн лет. Этот возраст и принят для большей части гранитоидных массивов, пересекающих архейско-протерозойские и ранне-среднепалеозойские толщи.

Расчленение интрузивных образований по возрасту носит условный характер, так как изучены они недостаточно.

Палеозойские интрузии

Раннепалеозойские интрузии на территории представлены гипербази-тами, мета-габброидами и гранитоидами.

Возраст пород фундамента Западно-Сибирской плиты по радиологическим данным

Площадь	Номер скважины	Интервал определения, м	Порода	Метод определения	Возраст		Номер по списку литературы
					млн лет	индекс по ОСШ, 2006 г.	
Метаморфические породы							
Ай-Торская	20	2583–2590	Сланец биотитовый	ДД	975	RF ₃	236, 63, 200a
Амнинская	266	2669–2700	Туф порфирита	ДД	334	C ₁	236
Пальяновская	51	2600,2–2601,8	Сланец углеродисто-глинистый	К-Аг	328	C ₁	83
Шаховская	106Р	1638–1641	Гнейс биотитовый	ДД	963		15
Вулканические породы							
Елизаровская	28	2506–2511	Порфирит	ДД	308	C ₂	236, 63, 200a
	17	3196	Базальт	К-Аг	217	T ₃	49
Лянторская	17	3191,7–3200	Базальт	К-Аг	202	T ₃	236, 63, 200a
Малоатлымская	1	2799–2801	Базальт	ДД	231	T ₂	63, 200a
Правдинская (Пойкинская)	90	3165–3168	Порфирит (плаггиоклаз)	ДД	322 ± 12	C ₁₋₂	23a, б, 25, 63, 200a
	80	3234–3240	Туф (плаггиоклаз)	ДД	316 ± 13	C ₁₋₃	23a, б, 25, 63, 200a
Рогожниковская	713	2733–2745	Риолит	К-Аг	120 ± 3	K ₁	196a
	718	2695–2696	Риолит	К-Аг	137	J ₃	
		2701–2701,5	Риолит	К-Аг	157	J ₃	

		2718–2726	Риолит	К-Аг	206 ± 5	K ₁	
		2840–2855	Риолит	К-Аг	125 ± 6	K ₁	
		2908–2911	Риолит	К-Аг	120 ± 6	K ₁	
		3036–3041	Риолит	К-Аг	120 ± 6	K ₁	
		3124–3129	Риолит	К-Аг	91 ± 6	K ₂	
		3146–3150	Риолит	К-Аг	97 ± 5	K ₂	
		Не указан	Риолит	К-Аг	119	K ₁	
Салымская	1	3146–3149	Порфирит	К-Аг	360	C ₁	23а, б, 63, 200а
Ханты-Мансийская	15	3180	Андезибазальт	К-Аг	244 ± 5	T ₁	49
	50	4001–4003	Андезитовый порфирит	К-Аг	397 ± 18	D	21б
Интрузивные породы							
Ай-Торская	17	Не указан	Гранит	К-Аг	70	K ₂	19, 200а
Верхнесалымская (Салымская)	1	Не указан	Гранит-порфир	ДД	360 ± 2	D ₃	23б
Восточно-Каменная	620	2747–2749	Гранит	К-Аг	129 ± 5	K ₁	196в
Восточно-Полноватская	166	Не указан	Диабаз	ДД	275	P ₁	234, 200а
Восточно-Шебурская	28	2521–2528	Гранит	К-Аг	220 ± 8	T ₃	77, 196в
Западно-Нялинская	21	3068	Гранит	К-Аг	374 ± 11	D ₂₋₃	77, 196в
Каменная	11	2457–2469	Гранит	ДД	680–690	RF ₃	23б, 63, 200а
	12	2439–2442	Гранит	ДД	910	RF ₃	63, 200а
	16	2485–2496	Гранит	ДД	680–810	RF ₃	63, 200а
	34	2500	Гранит	ДД	745	RF ₃	23б, 63, 200а

Площадь	Номер скважины	Интервал определения, м	Порода	Метод определения	Возраст		Номер по списку литературы
					млн лет	индекс по ОСШ, 2006 г.	
Каменная	59	2455	Гранодиорит	К-Аг	253 ± 10	P ₃ -T ₂	
	68	2553	Гранодиорит	К-Аг	238 ± 7	T ₁₋₂	
		2556	Гранодиорит	К-Аг Rb-Sr	236 ± 7 291,8 ± 2,1	T ₂ P ₁	77, 196в
Казымская	186	Не указан	Габбро	ДД	495	Є ₃	236, 200а
Кислорская	158	1741–1747	Диабаз (плагноклаз)	ДД	365 ± 15	D ₃ -C ₁	15, 63, 200а
Нялинская	13	3040–3042,5 /низ	Гранит	К-Аг	230 ± 8	T ₂₋₃	77, 196в
Северо-Каменная	204	2796–2800	Гранитоид	К-Аг	187 ± 6	J ₁	
Северо-Нялинская	31	3051–3055/3,0	Гранодиорит	К-Аг	230 ± 9	T ₂₋₃	
			Амфибол	К-Аг	231 ± 10	T ₂₋₃	
			Плагноклаз	К-Аг	202 ± 7	T ₃ -J ₁	
			Слюда	К-Аг	228 ± 10	T ₂₋₃	
Селяровская	84	3010	Кварцевый диорит	К-Аг	335 ± 18	C ₁₋₂	
Нагорненская (О-42)	1	2106–2114	Гранит	ДД К-Аг	716 750	RF ₃	236, 63, 200а
Пальяновская	47	2612–2615	Долерит	К-Аг	206	T ₃	84

Примечание. ДД — метод сравнительной дисперсии двупреломления (Кузнецов Е. А. О физических основаниях для метода сравнительной дисперсии двупреломления // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 62, № 5. С. 129–145).

Среднеордовикский гипербазитовый комплекс (ΣO_2) включает серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, пироксениты, вскрытые скважинами и установленные по геофизическим данным. Обычно они трассируют разломы — Устьбалыкско-Пимский, Юкондинский, Большеатлымский, Южно-Увальский. Их возраст принят в соответствии с установленным для салатимского и серовского ультрабазитовых комплексов Урала. На территории они протрудируют ниже-среднепалеозойские и даже триасовые толщи по зонам разломов в краевых частях триасовых грабенов.

Для смежного (к юго-западу) Шаимского района К. С. Иванов с соавторами [171] оценили возраст базальтов офиолитового комплекса пород по радиоляриям из включения в них яшм как позднеордовикский и распространили этот возраст на залегающие ниже по разрезу гипербазиты (серпентинизированные лерцолиты).

В пределах района изучены гипербазиты на Южно-Октябрьской нефтеразведочной площади [219в], где по скв. 707 (интервал 2590–2700 м) вскрыт разрез офиолитовой ассоциации, представленной серпентинитами, пироксенитами и тальк-карбонатными метасоматитами, снизу:

1. Пироксениты, нацело замещенные хлоритовым агрегатом с вкрапленностью магнетита (интервал 2700–2695 м)	5
2. Тальк-карбонатные породы, сложенные крупными зёрнами карбоната в мелкочешуйчатом агрегате талька (интервал 2695–2655 м)	40
3. Антигоритовые серпентиниты (интервал 2655–2615 м)	40
4. Хризотил-антигоритовые породы (интервал 2615–2590 м)	75

По геофизическим данным, в обрамлении гипербазитов южной части массива залегают габброиды.

Серпентиниты представлены в основном антигоритовыми разностями, содержащими вкрапленность миллерита и реликтовые зёрна хромшпинелида. Породы сильно тектонизированы, рассечены жилками хризотил-асбеста и содержат обособления карбоната (магнезита). Антигорит низкожелезистый, низкоглиноземистый, хромистый (Cr_2O_3 — до 0,3 мас. %). Хромшпинелид варьирует по составу от железистого хромита до железисто-глиноземистого магнезиохромита с высоким содержанием глинозема, что позволяет предполагать образование серпентинитов по лерцолитам.

Ультрабазиты и базиты содержат повышенные содержания (г/т) Ni — до 2550, Co — до 100, Cr — до 3500. По составу и структурно-текстурным особенностям они относятся к тектонизированным реститам офиолитовой ассоциации. По содержанию РЗЭ породам свойственно повышение их концентраций от тяжелых к легким лантаноидам, имеется отрицательная европиевая аномалия. Общий уровень концентрации РЗЭ ниже, чем в лерцолитах Шаимского района. Обогащение пород легкими лантаноидами и элементами, характерными для пород кислого состава (Li, B, Be, Zr, Sr, Ba), а также присутствие европиевой аномалии свидетельствуют о влиянии гидротермальных систем позднепалеозойских гранитоидов, широко представленных в районе.

К югу от Южно-Октябрьской площади серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты вскрыты скважинами вдоль Юкондинского

глубинного разлома на Каремпостской (скв. 154, интервал 2637–2645 м; скв. 157, интервал 2667–2715 м), Инжегорской (скв. 150, интервал 2642–2653 м) и Талинской (скв. 2, интервалы 2650–2702 и 2630–2670 м; скв. 115, интервал 2718–2732 м) площадях. Здесь они протрудируют триасовые образования и окружены полимиктовым серпентинитовым меланжем, что подтверждается результатами бурения скважин Инжегорской и Талинской нефтеразведочных площадей. Выделенная зона распространения гипербазитов и серпентинитового меланжа субпараллельна Халапантско-Перегребнинской зоне ультрабазитов восточной части смежного листа Р-41 [73]. На севере территории в зоне Большеатлымского разлома, продолжающего Юкондинский, по геофизическим данным В. С. Суркова, показан Казымский массив серпентинизированных ультрабазитов.

Вторая на территории зона распространения серпентинизированных ультрабазитов связана с Устьбалыкско-Пимским глубинным разломом, к которому приурочены Лянторский, Камынский, Пимский, Кельсийганский и Помутский массивы, выделенные в основном по геофизическим данным [55, 59, 74]. Скважинами вскрыты только Лянторский, Малобалыкский и Устьбалыкский массивы, находящиеся на продолжении Устьбалыкско-Пимского разлома в пределах смежного листа Р-43. Представлены они антигорит-хризотиловыми серпентинитами.

Раннепалеозойский метагаббро-долеритовый комплекс ($v'PZ_1$) — метагаббро, метагаббро-долериты, габбро-диабазы на территории установлены [296, т. 1] в полях распространения протерозойских метаморфических образований Березовского выступа и Амнинско-Помутского тектонического блока. Они часто рассланцованы и интенсивно изменены — амфиболизованы, хлоритизированы. Петрохимия их практически не изучена. Возраст принят условно. Для габбро по скв. 186 Казымской площади получен ДД-возраст 495 млн лет (ϵ_3).

Раннепалеозойский гранодиорит-плагиогранитовый комплекс ($p\gamma PZ_1$) включает плагиограниты, лейкограниты, граниты, гранофиры, гранодориты ($\gamma\delta$). Распространены они незначительно, в основном в полях развития архейско-протерозойских толщ, образуют небольшие штокообразные тела.

Среднепалеозойские интрузии представлены на территории габброидами и гранитоидами.

Среднепалеозойский габброидный комплекс ($v'PZ_2$) — габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-диориты ($v\delta$) тяготеют к полям развития среднепалеозойских толщ, где они образуют небольшие, обычно изометричной формы массивы. Петрографически и петрохимически изучены слабо. Возраст подтверждается отдельными определениями методами ДД и К-Аг (табл. 2).

Среднепалеозойский гранитоидный комплекс (γPZ_2) — граниты, плагиограниты, гранодиориты ($\gamma\delta$) на территории распространены ограниченно. Они вскрыты скважинами нефтеразведочного бурения на Селияровской и Западно-Нялинской нефтеразведочных площадях. Возраст подтвержден определениями К-Аг методом [77, 196в]: 335 ± 18 и 374 ± 11 млн лет. На Западно-Нялинской площади они представлены

измененными плагиогранитами массивной текстуры и среднезернистой порфиroidной структуры. Состоят из плагиоклаза, кварца, микроклина, реликтов цветного минерала (биотита) и мусковита. Акцессории — апатит, сфен, эпидот, рудный минерал. Полевые шпаты сильно изменены (пелитизированы, серицитизированы), мусковит хлоритизирован. Местами наблюдаются катакластические структуры.

Позднепалеозойский гранитоидный комплекс имеет трехфазное строение: первая фаза — диориты, кварцевые диориты (δ_1PZ_3); вторая фаза — гранодиориты ($\gamma\delta_2PZ_3$); третья фаза — граниты, плагиограниты, аляскитовые граниты (γ_3PZ_3). Комплекс наиболее широко представлен на территории [56]. Массивы этих гранитоидов приурочены к выходам на доюрской поверхности архейско-протерозойских и нижне-среднепалеозойских образований. Наиболее крупные массивы вскрыты буровыми скважинами в апикальной части Красноленинского свода. Это — Красноленинский, Каменный и Пальяновский массивы, имеющие двухфазное строение: состоят из небольших по площади участков, сложенных породами первой или второй фазы, и основной массы гранитов третьей фазы. В ряде случаев породы первой и второй фаз образуют отдельные небольшие массивы типа штоков, расположение которых контролируется разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений.

Самый крупный массив в апикальной части Красноленинского свода — Красноленинский — вытянут с северо-запада на юго-восток на 50 км, ширина — до 25 км (на юго-востоке он сужается). Второй по размеру — Каменный массив — имеет изогнутое почти под углом 90° сечение. Пальяновский массив вытянут параллельно Красноленинскому на 15 км при ширине до 6 км. Штоки достигают в поперечнике 6–7 км.

Диориты первой фазы — серые и зеленовато-серые среднезернистые, состоят (%) из плагиоклаза (андезин № 35–40) — 60, обыкновенной роговой обманки — до 30, биотита — до 5, кварца — до 3. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, циркон — в единичных зернах. Структура пород — гипидиоморфнозернистая, текстура — массивная, порфиroidная.

Кварцевые диориты вскрыты скважинами на Ем-Еговской (скв. 13) и Пальяновской (скважины 22, 24, 29) площадях, по составу они — биотитроговообманковые, содержат (%) альбитизированный плагиоклаз (40–60), призматические зерна обыкновенной роговой обманки (до 20), чешуи бурого биотита (до 15), ксеноморфные зерна кварца (10–20) и акцессорные минералы — апатит, магнетит. Структура — гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты второй фазы образуют монофазные мелкие штоки и участвуют в строении Красноленинского и Каменного массивов. В первом это — два небольших тела гранодиоритов у западной и восточной границ интрузива.

Гранодиориты среднезернистые, состоят (%) из полевых шпатов (30–40), кварца (до 40), цветных минералов (20–30), акцессориев (apatит, циркон). Полевые шпаты и темноцветные минералы часто сильно изменены — серицитизированы, сосюритизированы, карбонатизированы, чешуи биотита и мусковита деформированы, кварц гранулирован.

Граниты и лейкократовые граниты третьей фазы почти нацело образуют Красноленинский и Каменный массивы, а также образуют отдельные тела — небольшие штоки в северной и восточной частях территории.

Граниты светло-серые, биотитовые, двуполевошпатовые. Текстуры — массивные и порфиroidные, структуры — гипидиоморфнозернистые. Лейкократовые граниты встречаются в краевых частях и в кровле массивов. В краевых частях Салымского массива скважинами 1 и 49 Салымской и скв. 1183 Северо-Салымской площадей вскрыты кварцевые порфиры. Граниты центральной части массива по скв. 184 (интервал 3425—3430 м) Приразломной площади — двуслюдяные крупнозернистые.

Аналогичные по составу и возрасту гранитоиды характерны для Зауральского мегантиклинория, объединяющего Кузнецовский, Шаимский и Красноленинский антиклинории — вторая гранитоидная ось герцинид Урала, первая приурочена к Восточно-Уральскому мегантиклинорию. С другой стороны, гранитоиды Красноленинского района близки по составу к гранитоидам Межовского массива Центрально-Западносибирской складчатой системы, для которых получен К-Аг возраст по биотиту 285—230 млн лет, что сопоставимо с К-Аг возрастом Красноленинских гранитоидов.

Ю. Н. Федоров, К. С. Иванов с соавторами [77], на основании изучения геохимии РЗЭ в гранитоидах рассматриваемой территории, установили для них в пределах Каменной, Восточно-Каменной, Нялинской и Северо-Нялинской площадей резкое преобладание легких лантаноидов, хорошо выражена отрицательная европиевая аномалия, что свойственно пермским коллизионным гранитоидам Уральской складчатой области.

Не исключено, что данная территория, находящаяся восточнее Восточно-Уральского краевого шва, испытывала влияние Уральских герцинид.

Триасовые интрузии

Триасовые интрузивные образования в составе фундамента Западно-Сибирской плиты образуют две возрастные группы: среднетриасовые габбро-долериты и долериты и познетриасовые(?) субвулканические образования, представленные субщелочными породами кислого состава.

Среднетриасовый габбро-долеритовый комплекс ($v\beta T_2$) — габбро-долериты, долериты (β) распространены преимущественно в юго-восточной части территории в поле развития туринской серии триаса [57, 74], а также в ее северо-восточной части. Они образуют пластовые, реже пологосекающие тела, иногда дайки. Последние установлены в пределах Красноленинского свода, где секут архейско-протерозойские образования (Галинская, Ем-Еговская и Пальяновская нефтеразведочные площади) [56]. На Геологической карте доюрских образований они не показаны из-за ее мелкого масштаба. Для дайки на Пальяновской площади (скв. 47, интервал 2612—2615 м) определен К-Аг возраст 206 млн лет [84], что отвечает позднему триасу. Возможно, он занижен, как и большая часть К-Аг определений возраста, но возможно и более позднее внедрение даек по отношению к пластовым телам.

Для интрузивных габбро-долеритов К-Аг возраст определен за пределами района по Тюменской опорной скв. 1 (с глубин 1933 и 1905 м) — соответственно 248 и 242 млн лет (ранний и средний триас) [49], в районе они скважинами не вскрыты и не изучались.

Позднетриасовые(?) субвулканические интрузии, образующие комплекс субщелочных риолит-порфиров, риолитов, р и о д а ц и т о в ($\tau\lambda T_3?$), распространены на территории в пределах Рогожниковского грабена (западная часть района), где установлены по данным сейсморазведки и нефтеразведочного бурения [119, 127]. Они образуют пластовые и секущие тела в составе сложного комплекса вулканических, вулканокластических и терригенных пород триаса. Секущее тело риолит-порфиров вскрыто на 495 м по скв. 718 (интервал 2655–3150 м) Рогожниковской площади (тело полностью не пересечено). Другое тело пройдено по скв. 825 Сосновской площади (интервал 2505–2538 м). Установлено, что секущие тела являются палеовулканическими постройками в средней и верхней частях Рогожниковского ССК [80, 119, 226].

ТЕКТОНИКА

Территория листа относится к внутренним районам Западно-Сибирской плиты (ЗСП) (геосинеклизы), охватывая Широтное Приобье от Белогорского Материка на западе до устья р. Пим. На поверхности здесь представлен комплекс чехла плиты, под который с запада погружены герцинские структуры Уральской складчатой области, с юга — протерозоида и каледонида Центрального Казахстана, с востока — герциниды Салымской и Центрально-Западносибирской складчатых систем [62, 149, 201–203, 219 и др.], что определяет гетерогенное и сложное блоковое строение фундамента плиты в районе.

Согласно теоретическим разработкам по строению молодых платформ и их плит [201, 233 и др.], они имеют трехчленное строение: фундамент, промежуточный структурный этаж (ПСЭ) и чехол. Большинство исследователей — А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, В. С. Сурков, А. А. Трофимук и др. — относят ПСЭ к верхнему структурному этажу фундамента; другие — В. Д. Наливкин, А. Н. Яншин, Н. В. Шаблинская, Л. А. Самойлюк — считают необходимым выделять ПСЭ в качестве самостоятельного структурного этажа. В данной работе ПСЭ как обособленная структурная единица не выделяется. Все доюрские образования отнесены к фундаменту плиты, а юрско-кайнозойские — к ее чехлу.

Изучению фундамента ЗСП посвящено большое число исследований, выполненных геологическими, геофизическими и комплексными методами [21, 24, 62, 63, 68, 81, 83, 111, 125, 138, 149, 180, 183, 201–204, 219, 225 и др.].

Большое значение для изучения фундамента ЗСП имели подготовка и утверждение МСК в 1999 г. РСС палеозойских образований Западно-Сибирской равнины (главный редактор В. И. Краснов), а в дальнейшем — публикация ряда монографий по стратиграфии нефтеносных бассейнов Сибири под общей редакцией А. Э. Конторовича [200а, б].

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА

На территории листа в фундаменте ЗСП представлены структурно-вещественные комплексы (СВК) следующих структурных этажей: архейско-протерозойского, ниже-среднепалеозойского, среднепалеозойского, верхнепалеозойского и нижнемезозойского (триасового). Они показаны на тектонической схеме в зарамочном оформлении Геологической карты доюрских образований. Характерна их неравномерная и в общем

недостаточная изученность, что связано с малыми глубинами вскрытия СВК фундамента, неполным подъемом керна, ограниченностью его изучения палеонтологическими и современными радиологическими методами, а также с неравномерным распределением на территории листа скважин, ориентированных на вскрытие СВК фундамента.

Архейско-протерозойский структурный этаж установлен на доюрской поверхности в западной половине территории, где он приурочен к структурам: Шаимскому антиклинорию (26)*, его северо-восточной периклинали; Красноленинскому выступу (25) в его апикальной части; Амнинско-Помутскому тектоническому блоку (горсту, 24); Березовскому выступу (27), его восточному склону; Южно-Юильскому куполовидному поднятию в бассейне р. Казым.

В региональном плане структуры Шаимского антиклинория Зауралья продолжают на территории листа нарушенным Красноленинско-Амнинским антиклинорием северо-восточного простирания протяженностью около 300 км. Антиклинорий осложнен разрывными нарушениями северо-западной и северо-восточной ориентировки, в результате чего выходы на доюрскую поверхность архейско-протерозойского СВК в апикальной части Красноленинского выступа имеют ромбовидное сечение, а в Амнинско-Помутском блоке — чечевицеобразное. Примерно в средней части антиклинорий рассечен глубинным Белогорским разломом (18-18) северо-западного направления, вдоль которого в триасе сформировался Рогожниковский грабен-рифт (1-1).

Состав архейско-протерозойского СВК охарактеризован в гл. «Стратиграфия». Здесь же важно отметить большую разницу в степени регионального метаморфизма между архейско-нижнепротерозойскими и верхнепротерозойскими толщами: амфиболитовая фация, плутонометаморфизм, палингенез (первые) и низкие субфации зеленосланцевой фации (вторые), что позволяет предположить их формирование в разные тектонические эпохи — карельскую и байкальскую.

Ранее, по геофизическим данным, соображения о наличии байкалид в центральных районах ЗСП высказала Н. В. Шаблинская [225], а В. С. Сурков выделил Уват-Хантымансийский срединный массив байкалид, протягивающийся от района г. Омск через территорию листа до верховьев Надьма [62, 202, 203а]. Б. С. Погорелов примерно в этих же районах выделил Иртыш-Надымскую складчатую систему [183].

Нижне-среднепалеозойский структурный этаж представлен на доюрской поверхности в основном в восточной и южной частях территории. На западе — в восточной краевой части Шеркалинского мега-синклинория — он перекрыт образованиями среднепалеозойского и триасового структурных этажей и выходит под юрскими отложениями в небольшом Кислорском горсте, граничащем с нижнепротерозойскими толщами Березовского выступа (27) и триасовыми образованиями Даниловского грабен-рифта (20). Этаж здесь образован в основном гематизированными

* В скобках даны номера структур и разрывных нарушений на тектонической схеме фундамента ЗСП в зарамочном оформлении Геологической карты доюрских образований.

базальтами с прожилками кальцита и эпидота, в подчиненном количестве — андезитами и их туфами, что отвечает вулканогенному типу разреза Шеркалинского мегасинклинория к западу от района [73]. Вскрытая мощность вулканогенных пород по скважинам Кислорской нефтеразведочной площади — 140–170 м.

В южной части территории, по границе с площадью листа О-42 — Тобольск [72], выделяется субширотный Кондинский антиклинорий (21), разбитый разломами близмеридиональной ориентировки на отдельные блоки. Антиклинорий является своеобразным разделом между субмеридиональными структурами листа О-42 (Борковский синклинорий, Тобольский антиклинорий) [72] и структурами северо-западного простирания рассматриваемой территории. Как установлено бурением на Заозерной нефтеразведочной площади (скв. 1), в ядерной части Кондинского антиклинория представлены серицитизированные глинистые сланцы, песчаники, метабазальты, андезиты, их туфы вскрытой мощностью 125–205 м. По своему типу этот разрез занимает промежуточное положение между вулканогенным и кремнисто-сланцевым разрезами Шеркалинского мегасинклинория.

В восточной части территории, от бассейна р. Салым на юго-востоке до р. Казым на севере, прослеживается Салымско-Казымский антиклинорий (22), представляющий собой сложную зону антиклинорного строения. Ее центральная часть осложнена среднепалеозойским Сортымско-Хеттинским прогибом (16), а юго-западный склон — Итьяхским прогибом (17). Антиклинорий нарушен продольными северо-западными и поперечными субширотными и северо-восточными дизъюнктивами, а контролирует его глубинный Устьбалыкско-Пимский разлом, сопровождаемый протрузиями серпентинизированных ультрабазитов. В долине Оби и на северном склоне Сибирских Увалов антиклинорий рассечен триасовыми Большесалымским (4) и Курьехским (5) грабенами, в первом случае северо-восточной ориентировки, а во втором — субширотной.

СВК структурного этажа в пределах антиклинория бурением практически не изучен, так как пробуренные в его пределах скважины вскрыли в основном интрузивные породы — габбро, габбро-диабазы среднего и гранитоиды среднего и позднего палеозоя.

Основанием этажа в пределах антиклинория, судя по Амнинско-Помутскому тектоническому блоку и Южно-Юильскому куполовидному поднятию, скорее всего являются протерозойские толщи, на которых СВК этажа залегают с резким угловым несогласием и перерывом в осадконакоплении.

Салымско-Казымский антиклинорий является северным продолжением Верхнедемьянского антиклинория, установленного по геолого-геофизическим данным В. С. Сурковым к югу от района и включенного им в состав Салымской раннегерцинской складчатой системы [74, 149, 202]. Позднее он включил Салымскую складчатую систему в состав Казахстанского блока каледонид [219л].

Среднепалеозойский структурный этаж на территории включает нижний (S_2 – D_2 , D_1 , D_{1-2}) и верхний (D_3 , D_3 – C_1 , C_1 , C_{1-2})

подэтажи. Расположение среднепалеозойских структур на рассматриваемой территории четко контролируется глубинными разломами — Халапантским (2), Амнинским (4), Белогорским (18) и Устьбалыкско-Пимским (3), Юкондинским (5), а также соподчиненными и оперяющими разломами этих глубинных зон.

Вдоль первых двух глубинных разломов структуры нижнего подэтажа выведены на доюрскую поверхность в двух горстах — Лыхминском (14) и Нягыньюганском (15), осложняющих строение триасового Даниловского грабен-рифта (3). Горсты, как и Даниловский грабен-рифт, ориентированы в северо-восточном направлении.

К Юкондинскому глубинному разлому у западной границы территории приурочены фрагменты структуры Ловинской островной дуги (13), сформировавшейся в основном к западу от района [56]. В пределах территории, на левобережье Оби против устья Бол. Атлыма к системе Ловинской дуги отнесены тектонические блоки верхнесилурийских—среднедевонских образований, представленных базальтами, андезибазальтами и их туфами в сочетании с карбонатными, алевросланцевыми и туфогенно-осадочными отложениями. В. Г. Криночкиным [124, 125] вулканические породы отнесены к недифференцированной базальтовой и слабодифференцированной андезибазальтовой формациям.

Геодинамическая интерпретация принадлежности указанных вулканических пород и вывод об их островодужной природе описаны в работе [56] на основании опубликованных химических анализов в сравнении с данными по типовым обстановкам — океанической, континентальных рифтов и островных дуг по диаграмме Ti—K и др. (Б. Г. Лутц, 1980 г.).

В районе г. Ханты-Мансийск в зоне Белогорского глубинного разлома по результатам бурения скважин 50, 41, 11, 17 Хантымансийской нефтеразведочной площади, а также Горелой и Фроловской площадей Б. И. Чувашовым и В. П. Шуйским [223, 224] установлена дискретная карбонатная платформа на уровне нижнедевонских отложений. Она показана на Геологической карте доюрских образований с индексом D₁. Повидимому, при дальнейшем изучении площадь ее может быть увеличена, а возрастной диапазон расширен до нижнего карбона включительно.

Важность выделения на территории дискретной карбонатной платформы — в установлении палеогеографических условий ее формирования: накопление карбонатных пород нижнего девона, представленных биогермными и органогенно-детритовыми фациями, происходило в крайне мелководной обстановке (не глубже 25 м) на поднятии, а не во впадине [224].

В южной части рассматриваемой территории, а также в зоне Белогорского разлома верхнедевонские и нижнекаменноугольные (по нижнебашкирские включительно) карбонатно-терригенные отложения формируют Пойкинско-Яхлинский прогиб (9) западно-северо-западной ориентации, являющийся крупной структурой верхнего подэтажа. К северо-западу и юго-востоку прогиб продолжается за пределы территории. В центральной части (восточнее г. Ханты-Мансийск) отложения прогиба частично перекрыты триасовыми терригенно-вулканогенными образованиями туринской серии, а в юго-восточной части рассечены Большесалымским

грабен-рифтом, выполненным породами толщи той же серии. В районе южного склона Красноленинского свода прогиб наиболее интенсивно нарушен субпараллельными разрывными нарушениями северо-восточной ориентации. На северо-востоке территории впадины верхнего подэтажа — Аймпимская (11) и Пимская (12) Сортымско-Хеттинского прогиба — контролируются глубинным Устьбалыкско-Пимским разломом.

Верхнепалеозойский структурный этаж. В составе верхнепалеозойского структурного этажа рассматривается единственный на территории выход на доюрскую поверхность пермских(?) отложений, выделенных условно по скв. 125 Нижнешапшинской площади [188, 200а], а также массивы позднепалеозойских гранитоидов. СВК по скв. 125 представлен туфопесчаниками, алевролитами и слабоуглистыми аргиллитами; по данным [200а], он считается характерным для Салымского и Усть-Балыкского структурно-фациальных районов, но пока новые разрезы пермских отложений в их пределах на территории не установлены. Поэтому выделение Нижнешапшинской (8) котловины также следует считать условным.

Позднепалеозойские гранитоиды в большей части случаев и в наиболее крупных массивах пересекают образования первого — архейско-протерозойского — структурного этажа района, продолжая в северном направлении гранитную ось Шаимского антиклинория. Прорывают они также и палеозойские образования второго структурного этажа ($O-S_1$), где сосредоточены вдоль Панлорского субширотного регионального разлома (13) в центральной части территории. Но необходимо отметить, что возраст гранитоидов изучен еще недостаточно.

Нижнемезозойский (триасовый) структурный этаж на территории занимает до 25 % площади доюрских образований; представлен терригенно-вулканогенным (базальтовым, базальт-риолитовым и риолитовым) и терригенным СВК. Основной структурной формой триасовых образований являются грабены, а точнее — грабен-рифты (1–5), менее распространены полого залегающие терригенно-вулканогенные (6, 7) и преобладающие терригенные породы во впадинах.

В работе этаж рассматривается в составе двух подэтажей — нижнего (T_{tr} , T_{vt}) и верхнего (T_3^{tn} , $T_3^{?tv}$) — с различными сочетаниями в их составе терригенных и вулканогенных пород и состава последних (смотри тектоническую схему к Геологической карте доюрских образований). Эти различия возникли на территории в связи с установлением нового типа разреза триаса в Тундринском СФЦР, представленного преобладающими субщелочными эффузивами кислого состава, выделенными как Рогожниковский ССК [119, 127]. Описание его СВК и расчленение на толщи приведено в гл. «Стратиграфия».

Геолого-геофизическое обоснование триасового рифтогенного комплекса ЗСП выполнено В. С. Сурковым с соавторами [149, 202, 203а] и представляет собой фундаментальное исследование, по которому рифтовая система ЗСП заложилась в раннем триасе как часть Арктико-Североатлантической рифтовой системы. Центральный рифт ЗСП — Колтогорско-Уренгойский — пересекает всю территорию плиты от Омска до Карского

моря и находится к востоку от территории. Изучению рифтогенеза ЗСП уделяли внимание также А. Т. Афанасьев [9], В. С. Бочкарев и И. И. Нестеров [24], высказавшие предположение о рассеянном рифтогенезе, В. С. Бочкарев, А. М. Брехунцов и др. [44], рассматривавшие геодинамику триасового периода, К. П. Иванов [97], выделивший триасовую трапповую формацию Урала, Е. Г. Журавлев [83, 85], описавший триасовую трапповую формацию ЗСП, С. В. Аплонов (1987 г.), А. И. Альмухамедов с соавторами [1, 3, 169], изучившие геохимические особенности и состав вулканических пород триаса, Е. А. Яцканич [234], установивший распространение вулканических пород кислого состава триаса, и др.

В пределах территории из крупных грабен-рифтов прослеживается только Даниловский, выделенный на смежной с запада площади [73]. Он своим юго-восточным бортом охватывает северо-западную часть площади листа и уходит за его пределы. Даниловский грабен контролируется Халапантско-Перегребнинской системой глубинных разрывных нарушений, а на юго-востоке ограничивается Юкондинским глубинным разломом. По нему установлены протрузии серпентинизированных ультрабазитов и Талинская зона полимиктового серпентинитового меланжа. СВК Даниловского грабена (туринская серия триаса) терригенно-андезит-базальтовый. Верхний подэтаж в пределах Даниловского грабена представлен только к юго-востоку от района [73].

Вновь установленный на территории и впервые показанный на Геологической карте доюрских образований Рогожниковский грабен-рифт не относится к числу крупных, но отличается преобладающим субщелочным кислым составом вулканических пород (см. гл. «Стратиграфия»), являющихся промышленно нефтеносными [5, 80, 196д, 197а, 219м].

Из небольших грабен-рифтов в юго-восточной части территории установлен Большесалымский с терригенно-базальтовым СВК, а на севере — Курьехский (7), СВК последнего бурением не изучен. Для Большесалымского грабен-рифта характерны интрузии габбро-долеритов и долеритов, образующие цепочку пластовых и слабонаклонных тел. Рифт ограничен разломами северо-восточной ориентации, по которым он сочленяется с Усть-Ляминским полем распространения туринской серии триаса, — Ляминской впадиной (6).

Второе поле распространения триасовых образований туринской серии — Усть-Назымская впадина (7) — показано на карте доюрских образований к востоку от г. Ханты-Мансийск.

ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Для площади листа, как и ЗСП в целом, установлена высокая унаследованность дислокаций платформенного чехла от структур фундамента. Вместе с тем степень унаследованности и активности структур чехла неодинакова на различных участках и определяется длительностью перерыва между возрастом структурных элементов фундамента и началом (ранняя юра) формирования платформенных отложений. В целом структурный план платформенного чехла, сформировавшийся к концу юры, за

последующее время не претерпел существенной перестройки. Амплитуды структур разных рангов постепенно затухают вверх по разрезу.

Современная структура платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (2) изучена достаточно полно в результате проведения на этой территории больших объемов геофизических исследований, опорного, поисково-разведочного и картировочного бурения. Основные сведения о структуре Западно-Сибирской плиты дают материалы сейсморазведки. В осадочном чехле плиты выделены четыре опорных отражающих сейсмических горизонта: А — подошва платформенного чехла; Б — на западе тутлеймская свита, на востоке — кровля баженовской свиты; М — на западе кровля леушинской свиты, на востоке — алымская свита; Г — кровля уватской свиты.

Проблемам тектоники мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты посвящены работы Г. К. Боярских, Ф. Г. Гулари, А. Э. Конторовича, В. П. Маркевича, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, В. С. Суркова, Н. А. Трофимука и многих других исследователей. В методическом отношении преобладают морфологические принципы районирования, учитывающие конфигурацию, размеры и амплитуду структур.

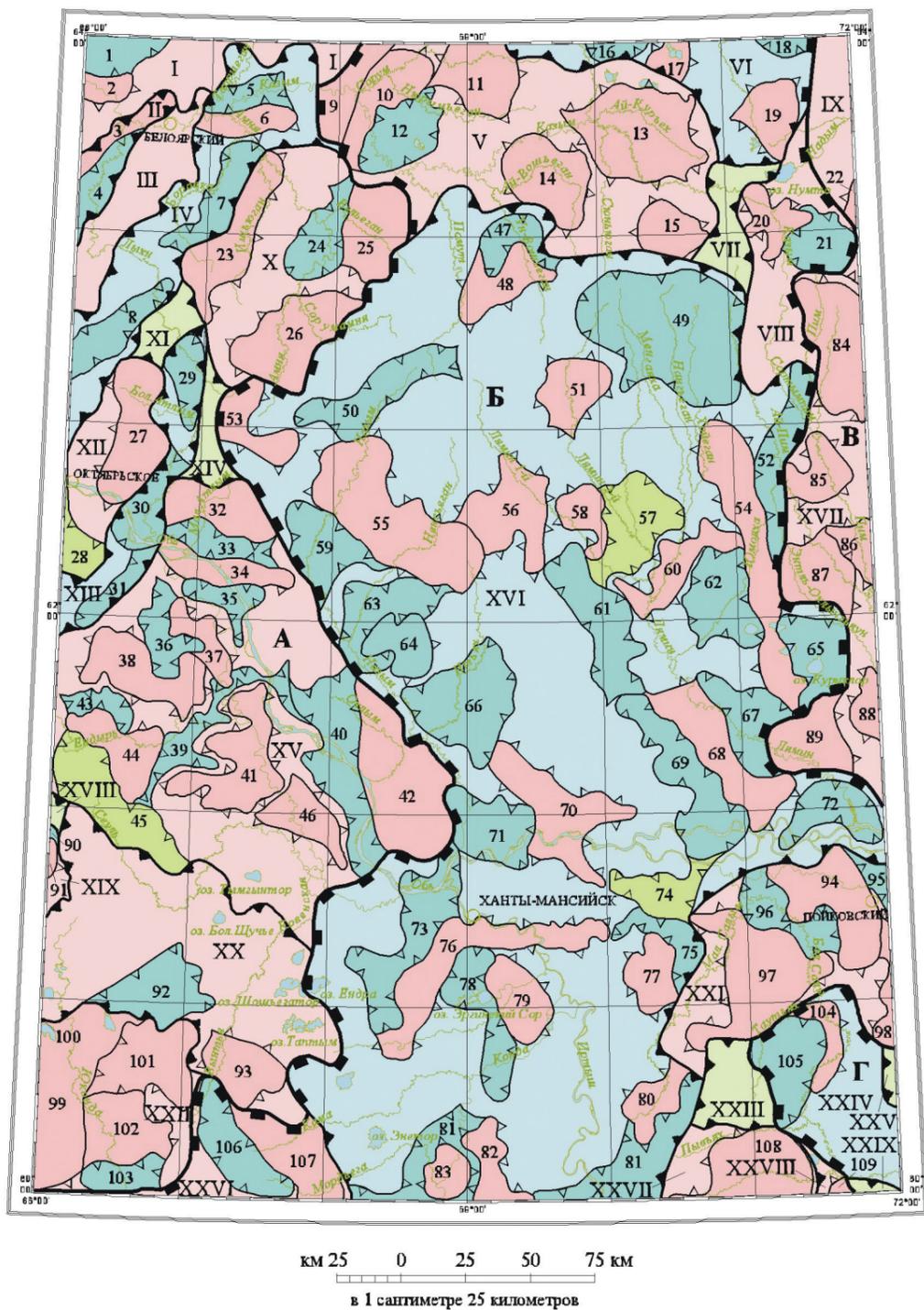
Тектоническая схема чехла Западно-Сибирской плиты (рис. 10) составлена с использованием Тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты [167], на которой по-новому отрисованы тектонические структуры первого порядка. Внутреннее районирование последних проводилось с учетом структурных построений по опорным отражающим горизонтам А (Рыльков, 1998 г.) и Б (ГУП НАЦ РН ХМАО, 2001 г.). Для структур второго порядка оставлены названия, предложенные Г. К. Боярских.

В тектоническом районировании на площади листа выделяются четыре крупных геоблока — Зауральский (А), Фроловский (Б), Среднеобский (В) и Нюрольско-Юганский (Г).

Зауральский геоблок (А) развит на западе территории. Он наследует морфологию герцинских сооружений Урала с наклоном структур на восток, в него входят положительные и отрицательные структуры I порядка. К положительным структурам относятся Красноленинский и Полуийский своды, Чуэльский (Березовский) выступ, Шаимский мегавал, Радомский вал, Шугурская мегатерраса, Согомская и Кондинская моноклинали; к отрицательным — Шеркалинский, Бобровский и Южно-Бобровский мегапрогибы.

Чуэльский (Березовский) выступ (Г) расположен в северо-западном углу территории, он представлен северо-восточной краевой частью, по кровле фундамента полого погружается на восток от —1800 до —2500 м. Локальные выступы фундамента перекрыты осадками абалакской и тюменской свит. В его пределах выделены две структуры второго порядка: Полноватский прогиб (Г) и Чуэльский вал (2). По горизонту Г это — пологая моноклираль юго-восточного падения с амплитудой до 200 м.

Шеркалинский мегапрогиб (В) — желобообразная структура первого порядка: на севере примыкает к Чуэльскому выступу, на юго-вос-

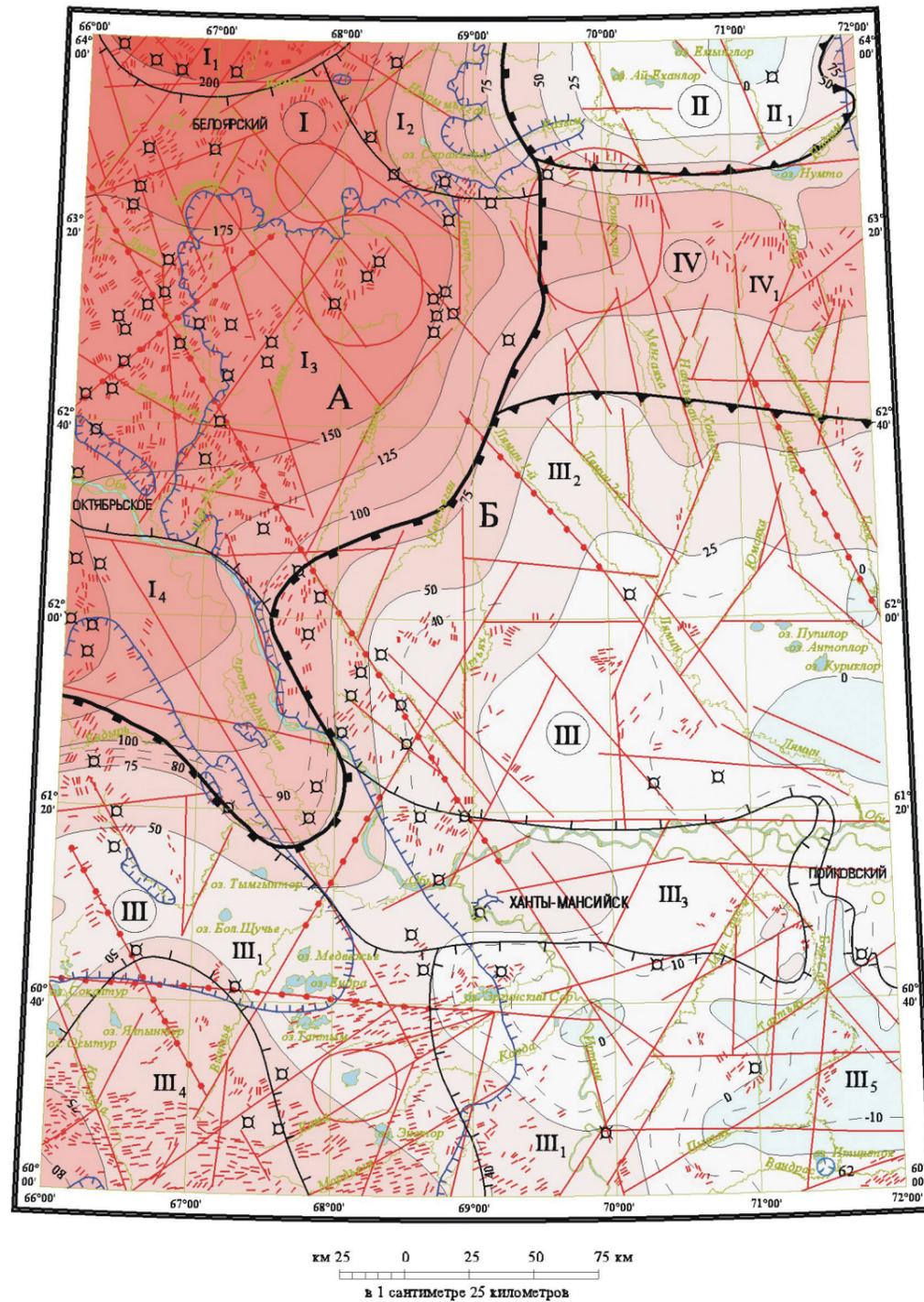


УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



1 - границы надпорядковых структур: А - Зауральский геоблок, Б - Фроловский геоблок, В - Среднеобский геоблок, Г - Нюорльско-Юганский геоблок.
 2-3 - контуры структур. 2 - структуры I порядка: I - Чульский выступ, II - Шеркалинский мегапрогиб, III - Радомский мегавал, IV - Бобровский мегапрогиб, V - Помутская мегатерраса, VI - Западно-Ярудейская мегавпадина, VII - Седловина без названия, VIII - Ватлорская терраса, IX - Северо-Сургутская мегатерраса, X - Полуийский свод, XI - Седловина без названия, XII - Сергинское куполовидное поднятие, XIII - Южно-Бобровский мегапрогиб, XIV - Седловина без названия, XV - Краснолешинский свод, XVI - Фроловская мегавпадина, XVII - Сургутский свод, XVIII - Яхлинская мегаседловина, XIX - Шаимский мегавал, XX - Согомская моноклинал, XXI - Сальмский мегавал, XXII - Штурская мегатерраса, XXIII - Западно-Сальмская седловина, XXIV - Юганская мегавпадина, XXV - Малобалькская мегаседловина, XXVI - Кондинская моноклинал, XXVII - Сальмская группа поднятий, XXVIII - Северо-Демьянская моноклинал, XXIX - Без названия мегаседловина. 3 - структуры II порядка: 1 - Полноватский прогиб, 2 - Чульский вал, 3 - Перергбшинская моноклинал, 4 - Лыхминский прогиб, 5 - Хуллорский прогиб, 6 - Казымский вал, 7 - Бобровский прогиб, 8 - Северо-Октябрьский прогиб, 9 - Без названия малый вал, 10 - Сорумский структурный мыс, 11 - Егомьеганский структурный мыс, 12 - Южно-Сорумский структурный мыс, 13 - Лунгорский структурный мыс, 14 - Кильское куполовидное поднятие, 15 - Западно-Ватлорский вал, 16 - Сорумская котловина, 17 - Ветсорско-Верхнелунгорский вал, 18 - Западно-Айхеттинская котловина, 19 - Ямпинский структурный мыс, 20 - Ватлорское куполовидное поднятие, 21 - Восточно-Ватлорский прогиб, 22 - Нумтовский вал, 23 - Амнинский вал, 24 - Западно-Помутский прогиб, 25 - Помутский структурный мыс, 26 - Верхнеамнинское куполовидное поднятие, 27 - Октябрьский вал, 28 - Яганокуртская седловина, 29 - Восточно-Октябрьский прогиб, 30 - Сотниковский прогиб, 31 - Без названия малая котловина, 32 - Рогожниковское куполовидное поднятие, 33 - Южно-Рогожниковский прогиб, 34 - Малоатлымский вал, 35 - Южно-Сосновский прогиб, 36 - Северо-Потымецкий прогиб, 37 - Лебяжий вал, 38 - Потымецкий вал, 39 - Кальмановский прогиб, 40 - Западно-Галиновский прогиб, 41 - Ендырское куполовидное поднятие, 42 - Галиновское куполовидное поднятие, 43 - Северо-Ингинский прогиб, 44 - Ингинское куполовидное поднятие, 45 - Западно-Сеульская седловина, 46 - Елизаровский структурный мыс, 47 - Северо-Кельсинский структурный залив, 48 - Кельсинский структурный мыс, 49 - Вынглорская котловина, 50 - Верхне Назымский прогиб, 51 - Икусятинский структурный мыс, 52 - Восточно-Айшимский прогиб, 53 - Центральное куполовидное поднятие, 54 - Айшимский вал, 55 - Татьеганский вал, 56 - Унлорский структурный мыс, 57 - Без названия седловина, 58 - Санлорский структурный мыс, 59 - Сынварский прогиб, 60 - Верхнелимский вал, 61 - Балнинский прогиб, 62 - Западно-Камынский прогиб, 63 - Северо-Назымский прогиб, 64 - Назымское куполовидное поднятие, 65 - Южно-Каманская котловина, 66 - Итъяхинская котловина, 67 - Северо-Тундринский прогиб, 68 - Сахалинский вал, 69 - Западно-Сахалинский малый прогиб, 70 - Зенковский вал, 71 - Северо-Фроловский структурный залив, 72 - Тундринская котловина, 73 - Западно-Фроловский прогиб, 74 - Южно-Приобская седловина, 75 - Огибающий прогиб, 76 - Фроловский вал, 77 - Верхнешапшинское куполовидное поднятие, 78 - Нижнекондинский малый прогиб, 79 - Эргинское куполовидное поднятие, 80 - Нижнешапшинский вал, 81 - Ханты-Мансийская впадина, 82 - Болгаринский вал, 83 - Западно-Кондинский вал, 84 - Тромьеганское куполовидное поднятие, 85 - Нижнесортумское куполовидное поднятие, 86 - Восточинский вал, 87 - Камынский структурный мыс, 88 - Пимский вал, 89 - Восточно-Сахалинский структурный мыс, 90 - Восточно-Убинский прогиб, 91 - Тетеревский вал, 92 - Северо-Кашатский прогиб, 93 - Восточно-Кашатский структурный мыс, 94 - Пойкинский вал, 95 - Восточно-Пойкинский прогиб, 96 - Западно-Пойкинский прогиб, 97 - Сальмское куполовидное поднятие, 98 - Еловый вал, 99 - Половинкинский выступ, 100 - Западно-Кашатская ложбина, 101 - Кашатский структурный мыс, 102 - Шебурский структурный мыс, 103 - Южно-Шебурский структурный залив, 104 - Владигорский вал, 105 - Милясовский прогиб, 106 - Кондинский прогиб, 107 - Юкондинский структурный мыс, 108 - Верхнесальмское куполовидное поднятие, 109 - Восточно-Сальмский вал.

Рис. 10. Тектоническая схема чехла Западно-Сибирской плиты.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Новейшие тектонические элементы

Новейшие структуры субрегиональные:

А - Приуральская ступень

Б - Иртышско-Обский прогиб

Новейшие структуры надпорядковые и их номера:

Ⓘ - Нижнеобская крупная структурная ступень (мегаступень)

Ⓢ - Надъм-Тазовская крупная впадина (синеклиза)

Ⓢ - Среднеобская крупная впадина (синеклиза)

Ⓖ - Сибирско-Увальская новейшая гряда (антеклиза)

Новейшие структуры первого порядка и их номера:

I₁ - Салехардский структурный выступ

I₂ - Верхнеполуйско-Казымский склон (моноклираль)

I₃ - Сосьвинско-Белогорская (Шеркалинская?) ступень

I₄ - Красноленинский структурный мыс

III₁ - Верхнекондинский структурный залив

III₂ - Ляминская впадина

III₃ - Усть-Иртышский структурный нос

III₄ - Шаймский структурный выступ

III₅ - Ханты-Мансийская (Юганская?) впадина

IV₁ - Нумтинская седловина

Границы структур:

— субрегиональные

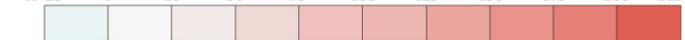
— надпорядковые

— первого порядка

— Границы распространения туртасской свиты

Амплитуды вертикальных неоген-четвертичных движений

м -25 0 25 50 75 100 125 150 175 200 225 м



Изолинии вертикальных (суммарных) амплитуд неоген-четвертичных движений: а) основные (через 25 м); б) дополнительные, установленные по кровле туртасского горизонта олигоценца

— Основные линейменты, трассируемые элементами ландшафта и гидросети (по данным дешифрирования дистанционных материалов)

— Основные линейменты ландшафта и гидросети, коррелирующие с геофизическими линейментами

≡≡≡≡ Зоны трещиноватости и мелкой линейной складчатости нагнетания, выраженные параллельно-грядовым (гривным) и параллельно-ложбинным рельефом

○ Структуры центрального типа, в т. ч. кольцевые неясной геологической природы

□ Диapiro, предполагаемые по космографическим данным

⊙ 62 Глубокие озера, предположительно связанные с тектоническими структурами, активными в новейшее время, цифра справа - глубина озера в м

Рис. 11. Неотектоническая схема. Составил Ю. П. Черепанов.

токе огибает Радомский вал. По осевой части длина мегапрогиба — 55 км, ширина — до 20 км. Наиболее погруженная осевая часть сдвинута к его восточному борту и осложнена вытянутыми синклиналиями северо-восточного направления. Мощность осадочного чехла изменяется от 2300 м (на северо-западе) до 2900 м (на юго-востоке). В его составе выделены структуры второго порядка: Перегребнинская моноклираль (3), Лыхминский прогиб (4). В ниже-среднеюрскую эпоху мегапрогиб представлял собой область аккумуляции. В сеномане продолжает прогибаться центральная часть Лыхминского прогиба (амплитуды более 50 м). Мегапрогиб превращается в пологую моноклираль с восточным падением.

Радо м с к и й м е г а в а л (III) на северо-западе примыкает к Шеркалинскому мегапрогибу, на юго-востоке — к Бобровскому мегапрогибу. Мегавал перекрыт осадками нижней юры; оконтурен изогипсами по кровле фундамента минус 2200—минус 2700 м; ширина составляет 15–25 км. Амплитуда северо-западной части мегавала по горизонту А — 300 м, по Г — до 70 м. Мощность мезозойского чехла в скв. 110 Кислорской площади (на своде мегавала) — 1760 м, кайнозойского — 467 м.

Б о б р о в с к и й м е г а п р о г и б (IV) раскрывается на северо-восток и примыкает к Радомскому мегавалу (на западе), Помутской террасе Фроловского геоблока (на северо-востоке), на юге — к Сергинскому куполовидному поднятию (КП) и Полуйскому своду, разделенным седловиной без названия (XI). Мегапрогиб оконтурен изогипсой –2,7 м (горизонт А). В его составе выделен Казымский вал (6), Хуллорский (5), Бобровский (7) и Северо-Октябрьский (8) прогибы. Мощность осадочного чехла — 3,2 км.

П о л у й с к и й с в о д (X) с востока примыкает к Фроловской мегавпадине. По кровле фундамента это — структура северо-восточного простирания. Ширина ее на юге — 40 км, на севере — до 70 км, длина — 100 км. Наиболее возвышенная осевая часть сдвинута к его западному борту и полого погружается на восток от –1600 до –3000 м (по горизонту А). До начала турона эта структура постепенно выполаживается с незначительным осадконакоплением на всех стратиграфических уровнях, начиная от нижней юры; по горизонту Г она представляет собой моноклираль с амплитудой 150 м.

В составе Полуйского свода выделены структуры второго порядка: Амнинский вал (23), Западно-Помутский прогиб (24), Помутский структурный мыс (25), Верхнеамнинское КП (26), Северо-Охарское КП (17), оконтуренные изогипсами –2,7 –3,0 км по горизонту А. Амплитуды положительных структур — от 100 до 300 м. По кровле сеномана (отражающий горизонт Г) находит отражение только Амнинский вал по замкнутой изогипсе — 0,775 м с амплитудой более 50 м. Наибольшей тектонической активностью на протяжении юрского и мелового времени характеризуется северная часть мегавала. На площади свода глубокое бурение проводилось в пределах Амнинского вала и Верхнеамнинского КП. В скв. 268 Амнинской площади кровля фундамента (горизонт А) залегает на отметке –2605 м, кровля тутлеймской свиты (горизонт Б) —2259 м, кровля кошайской свиты (горизонт М) —1584 м, кровля уватской свиты (горизонт Г) —821 м. В зоне восточного погружения на Ольховской площади

(скв. 260) кровля фундамента залегает на отметке —3045 м. Осадочный чехол начинается с шеркалинской свиты; кровля свит: тутлеймской —2624 м, кошайской —1700 м, уватской —1052 м.

Сергинское КП (XII) — структура первого порядка. Размеры его по длинной оси северо-восточного простирания: длина — 85 км, ширина — до 35 км. Куполовидное поднятие граничит с Бобровским и Южно-Бобровским мегапрогибами. В состав куполовидного поднятия входит положительная структура второго порядка — Октябрьский вал (27). Оконтурен по кровле фундамента изогипсой минус 2600 м, протяженность — 65 км, ширина — до 20 км. Выступы фундамента перекрыты шеркалинской свитой. Амплитуда вала по горизонту А — 200 м, по Г — до 75 м. Мощность осадочного чехла — 3200 м.

Южно-Бобровский мегапрогиб (XIII) — структура первого порядка, которая разделяет Сергинское КП и Красноленинский свод. По горизонту А мегапрогиб оконтурен изогипсами минус 2500—минус 2600 м (амплитуда — 200 м); по горизонту Г это — моноклираль с амплитудой около 50 м. В наиболее погруженной части — у восточного борта — мощность осадочного чехла — до 3200 м. Разрез начинается с шеркалинской свиты. В пределах мегапрогиба выделены структуры второго порядка: Восточно-Октябрьский (29), Сотниковский (30) прогибы и малая котловина без названия (31). В ранне-среднеюрскую эпоху мегапрогиб представлял собой область аккумуляции. В сеномане продолжает прогибаться его восточная часть (амплитуда до 50 м). Мегапрогиб превращается в пологую моноклираль с восточным падением.

Красноленинский свод (XIV) на западе примыкает к Южно-Бобровскому мегапрогибу и Яхлинской мегаседловине. Оконтуривается по подошве чехла (горизонт А) изогипсами минус 2600—минус 2900 м; по горизонту Г свод распадается на ряд мелких поднятий и превращается в структурный мыс, оконтуренный на востоке изогипсой —1000 м. В таком же виде эта структура сохраняется и по кровле люлинворской свиты. К гребневой части свода на фундаменте выклиниваются породы тюменской свиты, сменяясь вверх абалакской свитой. В прогибах накапливаются алевроиты, песчаники, битуминозные глины, у выступов фундамента — гравелиты шеркалинской свиты. Мощность мезозойско-кайнозойского чехла изменяется от 2300 до 3000 м.

В составе Красноленинского свода выделены положительные и отрицательные структуры I и II порядков, осложненные локальными элементами III порядка (различной ориентации — от меридиональной до широтной), с которыми связаны многочисленные месторождения нефти. Положительные структуры II и III порядка Красноленинского свода относятся к разряду сквозных. На сейсмопрофилях отчетливо видна высокая степень унаследованности отдельных поднятий с постепенным затуханием по всему разрезу чехла и наиболее интенсивным ростом в юрско-неокомское время.

Положительные структуры II порядка представлены Малоатлымским (34), Лебяжим (37), Потымецким (38) валами и Рогожни-

ковским (32), Ендырским (41), Галяновским (42), Ингинским (44) куполовидными поднятиями; отрицательные структуры — Южно-Рогожниковским (33), Южно-Сосновским (35), Северо-Потымецким (36), Кальмановским (39), Западно-Галяновским (40) и Северо-Ингинским (43) прогибами.

Рогожниковское КП находится в самой северной части свода, представляет крупную брахискладку изометричной формы с амплитудой по отражающему сейсмическому горизонту А до 290 м в контуре изогипсы —2700 м. Малоатлымский вал расположен к югу от Рогожниковского куполообразного поднятия, имеет субширотное простирание. В контуре изогипсы —2670 м его размеры — 50 × 10 км, амплитуда — 220 м по отражающему сейсмическому горизонту А.

Между Рогожниковским куполовидным поднятием и Малоатлымским валом расположен Южно-Рогожниковский прогиб симметричного строения размерами 28 × 10 км. Южнее Малоатлымского вала находится Южно-Сосновский прогиб субширотного простирания размерами 26 × 10 км с крутым северным и пологим южным бортами. Помимо вышеперечисленных структур второго порядка на Краснolenинском своде выделен ряд локальных поднятий, которые являются «самостоятельными» тектоническими элементами.

Яхлинская мегаседловина (XVIII) разделяет Шаимский мегавал и Краснolenинский свод. Она наклонена на юго-восток и осложнена локальной структурой — Западно-Сеульской седловиной. Перепад высот в юго-восточном направлении по горизонту А — 100 м.

Шаимский мегавал (XIX) — структура первого порядка, представлена краевой частью в контуре изогипсы —2300 м (горизонт А). Амплитуда составляет 100 м. В составе мегавала выделены структуры второго порядка: Восточно-Убинский прогиб (90), Тетеревский вал (91). Территория Шаимского мегавала вовлекалась в общее прогибание Западно-Сибирской плиты постепенно, оставаясь длительное время (юра—берриас) повышенным участком, на котором накапливались грубозернистые осадки. В ранне-среднеюрскую эпоху мегавал представлял собой область возвышенной денудационно-аккумулятивной равнины с довольно расчлененным рельефом, где наряду с зонами аккумуляции существовали многочисленные участки с преобладанием процессов денудации.

Согомская моноклираль (XX) граничит с Шаимским мегавалом, Краснolenинским сводом, Шугурской мегатеррасой и Кондинской моноклиалью. По горизонту А она оконтурена изогипсами: ее западная граница —2300 м, восточная —2800 м. В границах моноклинали установлены две структуры II порядка: Северо-Кашатский прогиб и Восточно-Кашатский структурный мыс. Среди структур более высокого порядка выделены локальные поднятия и ложбины.

Шугурская мегатерраса (XXII) — структура первого порядка, полого погружающаяся на юго-восток; примыкает к Согомской и Кондинской моноклиалям. Она оконтурена по горизонту А изогипсами: ее западная граница —2100 м, восточная —2600 м. В состав мегатеррасы

входят структуры второго порядка: Половинкинский выступ (99), Кашатский структурный мыс (101), Шебурский структурный мыс (102) и Южно-Шебурский структурный залив (103). Мощность осадочного чехла на западе — 2150 м, на востоке — до 2700 м. Локальные выступы фундамента перекрыты морскими и континентальными породами абалакской и тюменской свит соответственно.

Кондинская моноклинали (XXVI) представляет собой сложную в плане поверхность. По кровле фундамента Кондинская моноклинали постепенно погружается с запада на восток от отметки —2600 до —2900 м, по горизонту Г — от минус 900 до минус 1100 м, по кровле люлинворской свиты — от минус 200 до минус 320 м и по кровле тавдинской свиты — от минус 100 до минус 200 м. В ее составе выделены структуры второго порядка: Кондинский прогиб (106) и Юкондинский структурный мыс (107), осложненные локальными структурами. Рост положительных структур происходил в ранне-среднеюрское, неоком-аптское и апт-альб-сеноманское время.

Фроловский геоблок (Б) является крупнейшей отрицательной надпорядковой структурой платформенного чехла, разделяющей Зауральский геоблок с запада, Среднеобский и Нюрольско-Юганский геоблоки — с востока. Дальше на юг, за пределами Западно-Сибирской синеклизы, геоблок продолжается Тургайским мегапрогибом, разделяющим герциниды Урала и каледонско-герцинские сооружения Северного Казахстана. Геоблок наследует древнюю блоковую структуру земной коры, которая на мезозойско-кайнозойском этапе характеризовалась слабой тектонической активностью и являлась областью интенсивного общего погружения. В позднеюрскую эпоху и берриас-готеривское время на площади существовал морской бассейн (до 400–500 м), в котором накапливались глинистые породы. В титонском, берриасском веках в приосевой зоне структуры в обстановке сероводородного заражения накапливались маломощные высокобитуминозные глины баженовской свиты. Глубоководный бассейн возникал и в позднем мелу (турон-сантонское время), а также в среднем-позднем эоцене (люлинворское время). По суммарной мощности осадочных пород Фроловский геоблок представлял собой своеобразный глубоководный желоб на нескольких этапах морских трансгрессий и оставался ареной накопления глинистых и алевроитовых осадков в эпохи регрессий (Рудкевич, 1988 г.).

Максимальный прирост амплитуд приходится на юрский период. В последующие времена поднятия постепенно затухают вверх по разрезу. В составе геоблока выделяются структуры I порядка: Помутская мегатерраса (V), Западно-Ярудейская мегавпадина (VI), седловина без названия (VII), Ватлорская терраса (VIII), Фроловская мегавпадина (XVI), Салымский мегавал (XXI), Западно-Салымская седловина (XXIII), Салымская группа поднятий (XXVII), Северо-Демьянская моноклинали (XXVIII).

Помутская мегатерраса (V) с севера примыкает к Западно-Ярудейской, на юге — к Фроловской мегавпадинам, полого погружается на юго-восток. Ее границы по горизонту А оконтурены изогипсами: западная —3100 м, восточная —3800 м. Мощность осадочного чехла на за-

паде — 3200 м, на востоке — до 3600 м. Фундамент перекрыт породами горелой и шеркалинской свит.

В состав мегатеррасы входят структуры второго порядка: Сорумский структурный залив (10), Егомъеганский структурный мыс (11), Южно-Сорумский структурный мыс (12), Лунгорский структурный мыс (13), Кильское КП (14), Западно-Ватлорский вал (15).

Западно-Ярудейская мегавпадина (VI) представлена южной краевой частью, на северо-востоке территории полого погружается на север от отметки –3800 до –4100 м по горизонту А. По поверхности фундамента А, кровлям баженовской свиты Б, уватской свиты Г, люлинворской и тавдинской свит это — типичная моноклираль с амплитудами соответственно 300, 200, 100, 50 и 40 м. В составе мегавпадины выделены структуры II порядка: Сорумская котловина (16), Ветсорско-Верхнелунгорский структурный мыс (17), Западно-Айхеттинская котловина (18), Ямпинский структурный мыс (19).

Ватлорская терраса (VIII) по кровле фундамента погружается с востока на запад от отметки –3500 до –3750 м, по горизонту Г — с юга на север от –1000 до –1175 м. В ее составе выделены структуры второго порядка: Ватлорское куполовидное поднятие (20) и Восточно-Ватлорский прогиб (21).

Фроловская мегавпадина (XVI) развита в центральной части территории. В современных границах она имеет округло-вытянутую форму практически меридионального простирания размерами 360 × 200 км. Поверхность фундамента в днище структуры прослеживается на абс. отм. минус 2800–3900 м. По опорному отражающему горизонту Б максимальные абсолютные значения глубины мегавпадины находятся в пределах 2500–3150 м.

В целом мегавпадина достаточно отчетливо выделяется в залегании юрских и нижнемеловых толщ. Анализ геолого-геофизических материалов подтверждает непрерывность опускания территории в юрско-палеогеновое время. Кажущаяся остановка погружения в позднеюрскую эпоху, по-видимому, обусловлена некомпенсированным опусканием, сопровождавшимся накоплением маломощной толщи битуминозных аргиллитов. В результате устойчивого длительного погружения в пределах впадины накопились осадочные образования большой мощности. Отложения нижней и средней юры представлены континентальными фациями (горелая и тюменская свиты), верхней — морскими отложениями абалакской и баженовской свит. Общая мощность юрского разреза в пределах впадины достигает 500–700 м. Морские и прибрежно-морские песчано-глинистые породы нижнего мела составляют 1650–1900 м. По горизонту М (минус 1500–1800 м) достаточно отчетливо прослеживается лишь восточный борт депрессии. В вышезалегающих отложениях верхнего мела (кровля уватской свиты), судя по характеру поведения горизонта Г, мегавпадина вылаживается, практически сливаясь с окружающими структурными элементами. Таким образом, к этому периоду фиксируется единая впадина с абс. отм. минус 1000–1100 м. Морские отложения палеогена (ганькинская, талицкая, люлинворская и тавдинская свиты) залегают во впадине

практически горизонтально, обнаруживая незначительный региональный уклон в восточном направлении.

В соответствии с прилагаемой тектонической схемой мезозойско-кайнозойского платформенного чехла (рис. 10), в пределах впадины выделяются следующие положительные структуры второго порядка: Северо-Кельсинский залив (47), Кельсинский структурный мыс (48), Вынглорская котловина (49), Верхненазымский прогиб (50), Икусятинский структурный мыс (51), Восточно-Айпимский прогиб (52), Центральное куполовидное поднятие (53), Айпимский вал (54), Татъеганский вал (55), Унлорский структурный мыс (56), седловина без названия (57), Санлорский структурный мыс (58), Сынварский прогиб (59), Верхнеляминский вал (60), Балинский прогиб (61), Западно-Камынский прогиб (62), Северо-Назымский прогиб (63), Назымское куполовидное поднятие (64), Южно-Каманская котловина (65), Итьяхская котловина (66), Северо-Тундринский прогиб (67), Сахалинский вал (68), Западно-Сахалинский малый прогиб (69), Зенковский вал (70), Северо-Фроловский структурный залив (71), Тундринская котловина (72), Западно-Фроловский прогиб (73), Южно-Приобская седловина (74), Огибающий прогиб (75), Фроловский вал (76), Верхнешапшинское куполовидное поднятие (77), Нижнекондинский малый прогиб (78), Эргинское куполовидное поднятие (79), Нижнешапшинский вал (80), Хантыманийская впадина (81), Болчаринский вал (82), Западно-Кондинский вал (83).

Салымский мегавал (XXI) располагается над северным окончанием Салымской складчатой системы фундамента. По поверхности доюрского основания он образует купол размером 70×40 км, ограниченный стратоизогипсами —3200 (на юге) и —3600 м (на севере). По горизонту Б эти значения составляют минус 2800–2850 м, по горизонту Г купол сокращается в размерах и оконтуривается изогипсой минус 1000 м. По подошве и кровле тавдинской свиты он представляет собой моноклираль. По кровле фундамента амплитуда поднятия составляет 400 м, по горизонту Б — 100 м, а по горизонту Г поднятия практически не выражены. Вверх по разрезу амплитуды структур затухают, и по маркирующим горизонтам палеогена они или не выражены, или не превышают 10 м.

Западно-Салымская седловина (XXIII) оконтуривается изогипсой —3300 м и соединяет Салымский мегавал на севере и Салымскую группу поднятий на юге. На ее площади проведено бурение в пределах Западно-Салымского локального поднятия. В скважинах кровля баженовской свиты (горизонт Б) вскрыта на отметках минус 2845–2911 м, кровля алымской свиты (горизонт М) — минус 1922–1974 м, кровля уватской свиты (горизонт Г) — минус 1121–1148 м. Амплитуда по горизонтам (м): Б — 66; М — 52; Г — 27.

Салымская группа поднятий (XXVIII) — структура первого порядка, представлена северным окончанием, по поверхности доюрского фундамента оконтурена изогипсами минус 3200–3300 м. В ее пределах выделена структура второго порядка — Верхнесалымское куполовидное поднятие (108). Скважинами на Верхнесалымской площади фундамент (горизонт А) вскрыт на отметках минус 3216–3273 м. Амплитуды по горизонтам

составили (м): А — 100; Б — 83; М — 39; Г — 29. По кровле люлинворской свиты вновь картируется поднятие с амплитудой 63 м.

Северо-Демьянская моноклираль (*XXVIII*) представлена на территории северным фрагментом.

Среднеобский геоблок (*В*). На территорию листа попадают лишь западные части структур первого порядка: Северо-Сургутской мегатеррасы (*IX*) и Сургутского свода (*XVII*).

Северо-Сургутская мегатерраса (*IX*) по кровле фундамента погружается с востока на запад от отметки —3900 до —4100 м, по горизонту Г оконтуривается изогипсой —1100 м.

Сургутский свод (*XVII*) представлен западной частью. Простираение его меридиональное. По поверхности доюрского фундамента оконтурен изогипсами минус 3400—3500 м. Амплитуда по кровле фундамента — 200 м. Рост Сургутского свода происходил в нижней—средней юре, незначительно в неокоме, барреме и апте, почти прекратился в альбе и сеномане, активизировался в позднем мелу—раннем палеогене и завершился в неоген-четвертичное время.

В пределах Сургутского свода выделяются Тромъеганское КП (*84*), Нижнесортгымское КП (*85*), Востокинский вал (*86*), Камынский структурный мыс (*87*), Пимский вал (*88*), Восточно-Сахалинский структурный мыс (*89*).

Граница Среднеобского и Фроловского геоблоков подчеркивается системой кулисообразно расположенных валов субмеридионального простираения, интерпретируемых как шовные зоны. В пределах этих зон тектонические напряжения, существующие на границе геоблоков, обусловили превращение глинисто-кремнистых пород баженовской и абалакской свит в трещиноватые коллекторы для нефти [167]. В пределах Среднеобского геоблока широко развиты клиноформы валанжин—готерива, с которыми связаны крупные и уникальные месторождения нефти.

Нюрольско-Юганский геоблок (*Г*) расположен южнее Среднеобского и фиксируется на карте регионального фона как крупная депрессионная зона, продолжающаяся на восток и юго-восток в прогибы складчатого обрамления, которая испытывает прогибание в юрское, меловое и палеогеновое время. В пределах геоблока выделена структура первого порядка — Юганская впадина (*XXIV*) в контуре изогипсы —3300 м по горизонту А со структурами второго порядка — Владигорским валом (*104*) и Милясовским прогибом (*105*).

Разрывные нарушения на территории в основном проявлены в архейско-протерозойском, палеозойском и нижнемезозойском (триасовом) структурных этажах, интенсивно нарушая структуры фундамента ЗСП. Часть из них затрагивает и чехол плиты, особенно его нижние уровни (смотри временной сейсмический разрез МОВ ОГТ по региональному профилю VI в зарамочном оформлении Геологической карты юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу). Разрывные нарушения в структуре фундамента выделены по геолого-геофизическим данным и результатам дешифрирования КС. На Геологической карте доюрских образований они разделены на главные (структурные швы) и второстепенные

(прочие) и даны без указания морфокинематических особенностей из-за недостаточной изученности и мелкого масштаба карты.

К главным отнесены разломы глубинного заложения, определяющие структурный план территории. К их числу относятся:

– Халапантско-Перегибнинская зона разломов Шеркалинского мегасинклиория, прослеживающаяся на территории с площади смежного листа Р-41–Ивдель [73] и ограничивающая с запада Даниловский грабен-рифт;

– Амнинский и Юкондинский разломы, ограничивающие Даниловский грабен-рифт с востока и юго-востока;

– Белогорский разлом, контролирующий разделение Красноленинского антиклинория на Красноленинский выступ и Амнинско-Помутский тектонический блок, а также заложение вдоль него в среднем палеозое Хантымансийской дискретной карбонатной платформы, Итьяхского и Пойкинско-Яхлинского прогибов, а в триасе — Рогожниковского грабен-рифта;

– Устьбалыкско-Пимский разлом, сопровождаемый протрузиями серпентинизированных гипербазитов, контролирует заложение и развитие Салымско-Казымского и Верхнедемьянского антиклинориев и Сортымско-Хеттинского среднепалеозойского прогиба; он продолжает в северо-западном направлении известный в литературе осевой разлом Чарской зоны Зайсанской складчатой системы Восточного Казахстана [174];

– Сибирско-Увальский разлом, установленный впервые по геофизическим данным Н. С. Шаблинской [225] под названием «Увальский» в качестве регионального, имеющего глубинное заложение. Разлом контролирует ступень в погружении фундамента ЗСП в северном направлении и представляет собой зону субширотных разрывных нарушений, пересекающих ЗСП от Урала до Енисея.

В целом в фундаменте ЗСП наиболее проявлены разломы диагональной системы, что наиболее ярко выражено на юго-западе района — в пределах Красноленинского выступа. В ортогональной системе разломов наиболее выражены разломы субширотной ориентации; в северной части территории они входят в зону Сибирско-Увальского разлома. Субширотные и восточно-северо-восточные разломы проявлены также в долине Оби на ее широтном отрезке.

Разломы широтной ориентации, как правило, смещают диагональные, что отчетливо проявлено в северо-западной части площади. Можно предполагать, что они активизировались одними из последних, возможно, уже на плитном этапе развития.

По морфокинематическим особенностям среди разрывных нарушений устанавливаются сбросы, взбросы, сдвиги и сбросо-сдвиги, возможно, надвиги. Последние в локальном выражении установлены на Хантымансийской нефтеразведочной площади [216]. Сдвиговую компоненту, как правило, имеют разломы субширотного и северо-западного направлений.

Разрывные нарушения со сложной или неустановленной кинематикой, выявленные по геологическим, космическим и дистанционным материалам в платформенном чехле и показанные на Геологической карте

доплиоценовых образований, имеют северо-восточное, северо-западное и субширотное направления.

Разрывные нарушения в породах мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты до сих пор слабо изучены. Долгое время значительная часть специалистов-нефтяников придерживалась мнения о почти полном их отсутствии. Основная причина состоит в невосприимчивости многими интерпретаторами сейсмических материалов малых амплитуд смещений, обычно трактуемых как структурные (флексуриобразные) осложения пластов. В последнее время появилось большое число доказательств развития разрывных нарушений в породах чехла, что нашло отражение на временном сейсмическом разрезе в зарамочном оформлении к Геологической карте юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу).

В зависимости от стратиграфического интервала разрывные нарушения можно подразделить на:

- разрывные нарушения в фундаменте, не проникающие в чехол;
- разрывные нарушения с неясной глубиной проникновения в платформенный чехол (предполагаются юрские и нижнемеловые отложения), вплоть до дневной поверхности.

НЕОТЕКТОНИКА

Ни один временной рубеж, принятый за начало неотектонического этапа для крупнейшей геоструктурной области — Западно-Сибирской плиты в целом, не является безусловным, если понимать (Николаев, 1962 г. и др.) новейшие тектонические движения как движения, выраженные в современном рельефе или определившие его основные черты. Для каждой из провинций региона объем этапа должен быть неодинаков, поскольку различен возраст рельефа. Учитывая это обстоятельство, составители неотектонической карты Западной Сибири [105] приняли новейший этап в объеме неоген—квартер. В дальнейшем использовался рубеж палеоген—неоген, также в значительной мере условный.

Для послеолигоценовых осадочных образований становится характерным и превалирующим вложенно-прислоненное залегание более молодых толщ на предшествующих, тогда как в донеогеновых преобладает последовательный тип наслоения. Наиболее выразительной чертой в тектоническом развитии региона в целом и территории листа в частности является восходящая направленность новейших движений и периодичность их проявления. Суммарные амплитуды этих движений варьируют в границах плиты [130, 168] от минус 50–100 до 300–400 м, а на территории листа — от минус 10–20 до 200–220 м.

С регрессией туртасского бассейна в миоцене—квартере был установлен режим колебаний главного базиса эрозии (уровня океана) на фоне затухающего по интенсивности и по площади погружения плиты. Наиболее крупные из них приходятся на плиоцен—средний плейстоцен. Эти колебания «несопоставимы с юрско-олигоценовыми по темпам развития, соотношению эвстатической и регионально-тектонической составляющих и

ряду других особенностей» [37]. Они выразились в смене трансгрессий и регрессий Арктического бассейна. Размах (амплитуда) колебаний базиса эрозии, усиленный эвстатической составляющей, достигал 600–700 м на крайнем севере региона и 420–450 м в пределах площади листа. Отсюда еще одна характерная особенность неотектонического процесса, пик интенсивности которого был достигнут в позднем плиоцене, — его цикличность, отчетливо выраженная в строении сводного разреза новейшего осадочного комплекса.

Анализ строения последнего на площади листа позволяет выделить здесь основные подразделения неотектонического этапа, категории которых (этапы и «импульсы», временные «рубежи», «подэтапы», «фазы») были предложены и рассмотрены в 1986 г. П. П. Генераловым [40] применительно к территории Западной Сибири в целом. Накопленный за последние 20–25 лет, главным образом по северным районам, новый фактический материал позволяет внести некоторые дополнения и уточнения, в том числе и относительно возраста основных рубежей новейшего этапа.

Начало оживления тектонических движений (момент инверсии тектонического режима, или «импульс», по П. П. Генералову) зафиксировано на площади листа по размыву и эрозионному несогласию в основании нижнемиоценовой абросимовской свиты, о чем свидетельствуют базальные слои с участием валунно-галечного материала уральских и местных пород на контакте с туртасской свитой верхнего олигоцена. Вместе с тем абросимовская свита еще подчиняется структурным связям с более древними горизонтами платформенного чехла.

Наиболее интенсивный и глубокий из доплиоценовых размыв и угловое несогласие с подстилающими слоями отмечаются в основании пелымской толщи (на юге — бещеульско-таволжанской, ишимской свит), обозначив самый крупный в миоцене импульс воздымания и структурообразования, усиленный, по-видимому, еще и эвстатическим фактором. Толща содержит во всех фракциях обломочный и (в основании) грубообломочный материал уральских и местных миоцен-палеогеновых пород, в том числе эоценовых опок и диатомитов, свидетельствующих о выводе их на поверхность процессами складчатости нагнетания.

Следующий крупный импульс тектонической активности, соизмеримый с предпелымским, а возможно, и более мощный, относится к предьямальскому (раннеплиоценовому) рубежу, но не является максимальным. Он предшествовал формированию на площади листа широких переуглубленных (до минус 130–140 м) эрозионных врезов первой из ямальских генераций, связанных с понижением уровня Арктического бассейна и выполненными в трансгрессивную стадию мощной кеушкинской (на Ямальском севере — новопортовской) толщей. В составе последней впервые устанавливаются олистостромы палеогеновых пород из разрезов Белогорского Материка и Самаровского «останца», выведенных на поверхность процессами внутривосточной складчатости нагнетания, по-видимому, в регрессивную стадию пелымского цикла. Все три вышеперечисленных ритма колебаний базиса эрозии, начиная с абросимовского, не выражены в современном рельефе. Вероятно, в основном по этой причине кеуш-

кинский литоцикл, отделенный от рельефообразующего более молодого горкинско-карымкарского поверхностью глубокого эрозионного размыва и углового, местами дислокационного несогласия в разрезах обнажений и буровых профилей, часто игнорируется в качестве самостоятельного. Полная мощность кеушкинской толщи и положение уровня раннеплейстоценовой трансгрессии вследствие последующих размывов неизвестны.

Самый крупный рубеж новейшего этапа, отмеченный максимальной неотектонической активностью, сопутствовал стадии формирования наиболее глубоких крутонаклонных эрозионных врезов, обусловленных понижением уровня Арктического бассейна до 350–370 м (Генералов, 1996 г.) относительно современного на крайнем севере региона. На площади листа оно зафиксировано в подошве горкинской («шайтанской») толщи на абс. отм. минус 160–170 м. Последующее заполнение выработанных на этом этапе долин осадками максимальной трансгрессии (горкинская, карымкарская, ханты-мужинская толщи) завершилось в рельефе района формированием (конец раннего неоплейстоцена) наиболее древней и высокой (150–250 м над у. м.) абразионно-аккумулятивной поверхности выравнивания (равнины).

Таким образом, в составе неотектонического этапа на площади листа выделяются три крупных рубежа: предпелымский раннемиоценовый; предьямальский (предкеушкинский) среднемиоценовый; ямальский (предгоркинский) позднемиоценовый, разделяющие этап на четыре подэтапа.

В диапазоне поздний эоплейстоцен—средний неоплейстоцен выделяются еще несколько рубежей, связанных с оживлением неотектогенеза и обусловленных теми же факторами, что и предьямальский, но слабее проявленных. Первый из них (предсорюнтайский, предказымский, предполуйский, предсалемальский) приходится на начало регрессии ямальского бассейна и предположительно относится к позднему эоплейстоцену, второй (предталагайкинский) — к раннему неоплейстоцену, третий (предчембакчинский, предтобольский, предкормужиханский) — к среднему неоплейстоцену, четвертый (предказанцевский, предьялбыньинский) — к концу среднего—началу позднего неоплейстоцена. Внутри фаз, разделенных этими рубежами, выделяются более мелкие интервалы. Последние отвечают стадиям колебаний уровня моря, запечатленным в осадках, равнинах и террасах современного и элементах (ступенях) погребенного рельефа.

Тектоно-эвстатический фактор с его интенсивностью и масштабами проявления представляется главной особенностью новейшего этапа, отличающей последний по темпам и интенсивности от более древних. Основные типы тектонических движений (глубинные региональные и локальные, приповерхностные внутричехольные и разрывные) если непосредственно и не связаны, то в значительной степени коррелируются с ним.

Первая карта новейшей (неоген-четвертичной) тектоники региона, составленная в 1962 г. коллективом геологов ВНИГРИ под редакцией И. Л. Кузина и Н. Г. Чочиа (1964 г.), еще не сопровождалась

классификацией новейших структур. Опыт ее впервые использован при составлении карты новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины масштаба 1:2 500 000 в 1967 г. В дальнейшем он совершенствовался при неотектоническом районировании к обновленной карте 1978 г. [105] и сводной карте нефтегазоносных областей Сибири под редакцией Н. А. Флоренсова и И. П. Варламова. Альтернативные построения в виде карты-врезки основных неотектонических элементов впервые были предложены П. П. Генераловым [37]. Отличия этого документа от согласованного редколлегией касались главным образом разногласий в оценке выраженности новейших структур в современном рельефе центральных, включая площадь листа, и южных районов плиты. Дальнейшее развитие он получил при составлении коллективом сотрудников ЗапСибНИГНИ карты новейшей тектоники региона в 1994 г. под редакцией П. П. Генералова [245]. Как и ранее, здесь за основу взята структурная карта по кровле туртасской свиты и ее возрастных аналогов, сохранены принципы выделения структурных элементов и методика (Кузин, Чочиа, 1964 г.; Мишульский, 1977 г. и др.) подсчета суммарных амплитуд, которая, по сравнению с прежними построениями, была существенно уточнена за счет привлечения результатов бурения скважин при ГГС-200 [260, 309]. Впервые на карте отражены элементы внутривосточной (приповерхностной) складчатости нагнетания, выраженные в рельефе или «просвечивающие» на дистанционной основе. Позднее (2002 г.) свой вариант отображения складчатости нагнетания на карте новейшей тектоники был предложен И. Л. Кузиным [130].

При составлении схемы неотектоники листа и раздела объяснительной записки все вышеперечисленные материалы были учтены. На схеме показаны новейшие структурные элементы глубинного происхождения, выраженные изолиниями суммарных амплитуд, и внутривосточной складчатости нагнетания (в том числе зоны трещиноватости и мелкой линейной складчатости, предполагаемые диапиры, структуры «центрального типа» — вероятные крупные куполовидные складки, разрывные нарушения и др.), выраженные в современном рельефе и по данным дешифрирования дистанционной основы. При районировании структурных элементов были сохранены принципы их выделения и широко известные географические наименования структур (рис. 11).

Территория листа расположена в центральной части региональной структуры — Западно-Сибирской геосинеклизы. Здесь ей отвечают две пограничные субрегиональные структуры: Приуральская ступень (*A*) и Иртышско-Обский прогиб (*B*). Приуральская субрегиональная ступень охватывает северо-западную часть площади листа. Суммарные амплитуды новейших поднятий здесь не превышают 100–220 м, относительные амплитуды над областью Иртышско-Обского субрегионального прогиба достигают 100–110 м.

В границах территории Приуральская ступень представлена [168] единственной надпорядковой структурой — Нижнеобской крупной структурной ступенью (*I*). В более поздней классификации П. П. Генералова [245] она переименована в Сосьвинско-Атлымскую мегаступень, а прежнее название сохранено за вновь выделенной структурой перво-

го порядка без достаточных, на наш взгляд, оснований, подкрепленных данными бурения.

Нижнеобская крупная структурная ступень (I) включает [37] четыре неотектонических элемента первого порядка: Салехардский структурный выступ (I_1); Верхнеполуйско-Казымский склон (моноклираль, I_2); Сосьвинско-Белогорскую ступень (I_3); Красноленинский структурный мыс (I_4).

Салехардский структурный выступ (I_1) заходит на крайнем северо-западе площади листа небольшим фрагментом своего южного окончания, где граничит с Сосьвинско-Белогорской ступенью и Верхнеполуйско-Казымской моноклиалью. Суммарные амплитуды здесь не превышают 200–220 м. К северу от территории листа строение его усложняется. Линеаменты разрывных нарушений подчиняются диагональной решетке с фрагментами широтных направлений.

Верхнеполуйско-Казымский склон (I_2) был выделен [168] как срединная часть (моноклираль) «флексуры», соединяющей Салехардский выступ с Надым-Тазовской впадиной. Перепад высот кровли олигоцен в его пределах колеблется от 90 до 160 м, суммарные амплитуды — от 75 до 180–200 м. Склон (моноклираль) имеет простое строение и отличается слабой дифференцированностью как в плане, так и по вертикали. Линейные (разрывные) нарушения играют здесь незначительную роль, преобладают северо-западные направления.

Сосьвинско-Белогорская ступень (I_3) охватывает бассейны нижнего течения Сев. Сосьвы, Казыма и частично правобережья Оби, ориентирована в субширотном (запад-северо-западном) направлении. На карте неотектонических элементов сводной карты Сибири [168] морфологический тип структуры определен как Белогорское «сводовое поднятие», выраженное орографически и осложненное приповерхностными внутричехольными складками нагнетания. Вместе с тем в уточненном рисунке изолиний суммарных амплитуд Белогорское сводовое поднятие представлено однокрылой структурой. На площади листа суммарные амплитуды последней составляют 150–190 м, а западнее (лист Р-41) на локальных поднятиях достигают 200–250 м [245]. По классификации П. П. Генералова [37], структура обозначена как «нижнесосьвинская ступень», а в работе [245] переименована в шеркальскую. В настоящей работе она дана под компромиссным названием «Сосьвинско-Белогорская ступень». Линейные разрывные нарушения имеют преимущественно диагональные направления при явно подчиненной роли субширотных и субмеридиональных.

Красноленинский структурный мыс (I_4) вдается в Среднеобскую крупную впадину (синеклизу) [37]. На севере он отделен от Сосьвинско-Белогорской ступени безымянной заливообразной ложбиной, открывающейся в Среднеобскую синеклизу. Мыс представляет собой однокрылую структуру простого строения с суммарными амплитудами 90–160 м.

Иртышско-Обский субрегиональный прогиб (B) занимает резко преобладающую по площади часть территории листа, имеет сложное строение, представленное чередованием по меридиану

впадин и однокрылых структурных элементов. Граница с Приуральской субрегиональной ступенью в рисунке изолиний вертикальных (суммарных) амплитуд выражена флексурообразно. Амплитуды варьируют от минус 10–20 до 75–100 м. В границах прогиба выделяются [168] три надпорядковые структуры: Надым-Тазовская крупная впадина (синеклиза, *II*); Среднеобская крупная впадина (синеклиза, *III*); Сибирско-Увальская новейшая гряда (антеклиза, *IV*).

Надым-Тазовская крупная впадина (синеклиза, *II*) охватывает территорию севера Западно-Сибирской плиты; на площадь листа она заходит своим южным окончанием — Надымской ступенью (*II*₁), новейшей структурой первого порядка. П. П. Генералов [37] рассматривает ее как структурную ступень первого порядка в границах Сибирско-Увальской гряды. В классификации новейших структурных элементов сводной неотектонической карты Сибири [168] эта же однокрылая структура широтного простирания выделена под названием «Хетско-Толькинской» в составе Надым-Тазовской синеклизы. На площади листа Надымская ступень плавно граничит с Верхнеполуйско-Казымской моноклиной на западе и более резко с Нумтинской седловиной на юге. Суммарные амплитуды колеблются от 0–минус 5 до 50–70 м. В ориентации линеаментов преобладают северо-северо-восточные направления.

Среднеобская крупная впадина (синеклиза, *III*) является наиболее обширной по площади надпорядковой структурой центральной части Западно-Сибирской плиты. С севера и северо-запада она ограничена соответственно Сибирско-Увальской грядой (антеклизой) и Нижнеобской крупной структурной ступенью. С первой из них граница плавная, нечеткая, со второй проведена по флексурообразному перегибу верхнеолигоценовой структурной поверхности. На юго-западе, юге и востоке границы открытые. В пределах впадины по космографическим признакам выделен целый ряд крупных линейных элементов планетарного и тектонического происхождения различной ориентации. Наряду с диагональными проявлены и направления ортогональной решетки. Некоторые из них подтверждены геофизическими исследованиями, представляя собой «надразломные», «сквозные» (вплоть до дневной поверхности) разрывные нарушения платформенного чехла. Суммарные амплитуды неотектонических движений колеблются от минус 10–20 до 75–100 м. Минимальные их значения отмечены на юго-востоке площади листа, максимальные — на западе. Среднеобскую синеклизу осложняет ряд положительных и отрицательных структур первого порядка: Верхнекондинский структурный залив (*III*₁); Ляминская впадина (*III*₂); Усть-Иртышский структурный нос (*III*₃); Шаимский структурный выступ (*III*₄); Хантымансийская (Юганская) впадина (*III*₅).

Верхнекондинский структурный залив (*III*₁) расположен в юго-западной части площади листа. Как структура типа залива [37, 245] он четко обозначен в рисунке изолиний суммарных амплитуд диапазона 40–75 м. Залив имеет довольно простое строение и в основном плавные границы со смежными структурными элементами, за исключением Краснотенинского структурного мыса, переход к которому выражен

в виде флексуры. В сторону последней суммарные амплитуды возрастают до 100–125 м. Линеаменты разрывных нарушений характеризуются преобладающей северо-восточной ориентацией, меньше проявлены северо-западные и ортогональные направления. В классификации структурных элементов сводной карты Сибири [168] эта структура выделена как «Кондинская впадина», имеющая значительно большие размеры и иные очертания.

Ляминская впадина (III_2) имеет в основном постепенные границы и общий наклон в восток-юго-восточном направлении. Суммарные амплитуды в ее пределах колеблются от минус 10 до 50–60 м, возрастая по флексуре, отделяющей ее от Сосьвинско-Белогорской структурной ступени и Красноленинского структурного мыса, до 90–100 м.

В юго-восточной (внутренней) части структуры выделяются два участка локальных котловин, оконтуренные нулевой изолинией суммарных амплитуд и испытавшие, вероятно, незначительное абсолютное погружение. От Верхнекондинского залива и Хантымансийской впадины, совместно с которой Ляминская объединялась ранее [168] в составе единой Юганской впадины, она отделена на рисунке изолиний суммарных амплитуд структурным носом, получившим [37] название «Усть-Иртышский». Линеаменты, установленные по ландшафтным признакам, имеют преимущественно диагональные направления, однако уже заметную роль играют субширотные и субмеридиональные. Ряд разрывных нарушений, ориентированных на северо-запад и юго-восток, носят, по-видимому, «сквозной» характер, что отчасти подкреплено геофизическими материалами (ГСЗ).

Усть-Иртышский структурный нос (III_3), разделяющий вышеперечисленные отрицательные элементы, является однокрылой структурой, примыкающей на северо-западе к Красноленинскому структурному мысу. Он достаточно четко выражен в плане изолиний суммарных амплитуд, снижающихся в восточном направлении от 90 до 25 м. На общем структурном фоне вблизи замыкания структуры выделяются два небольших овальной формы локальных поднятия северо-восточного простирания с суммарными амплитудами около 50–55 м. В границах структуры преобладают линеаменты диагональных направлений.

Шаимский структурный выступ (III_4) выделен [37] на крайнем юго-западе площади листа, где плавно граничит с огибающим его Верхнекондинским заливом. Это — однокрылая структура простого строения с суммарными амплитудами новейших движений 60–90 м. В пределах выступа преобладают линеаменты северо-восточного направления. Два линеамента субширотного и северо-западного направлений выражены в геофизическом поле и являются по всей вероятности сквозными разрывными нарушениями.

Хантымансийская (Юганская) впадина (III_5) представляет собой наиболее относительно погруженный на площади листа участок плиты. Согласно рисунку суммарных амплитуд, значения которых колеблются от минус 20 до 40 м, впадина характеризуется довольно сложным неотектоническим планом в сравнении с другими элементами первого порядка, осложняющими Среднеобскую синеклизу. В ее пределах

выделяются значительные по площади участки, испытавшие абсолютное (ниже нуля) опускание небольшой амплитуды. Границы с сопредельными структурными элементами в основном плавные. От Ляминской впадины Хантымансийскую отделяет Усть-Иртышский нос и узкий безымянный барьер («порог») на восточном продолжении последнего с суммарными амплитудами до 15–20 м. За восточной рамкой листа этот рубеж снивелирован, и обе впадины сливаются в единую отрицательную структуру. В границах Хантымансийской впадины существенно, наряду с северо-восточными, проявлены ортогональные направления линеаментов разрывных нарушений.

Сибирско-Увальская новейшая гряда (антеклиза, *IV*) вытянута в субширотном направлении и протягивается от восточной окраины Нижнеобской крупной ступени до Приенисейской региональной ступени и Пурского мегапрогиба [37]. В классификации новейших тектонических элементов сводной карты Сибири [168] она включала и западное продолжение — Сосьвинско-Белогорскую ступень (Белогорское сводовое поднятие), характеризующуюся значительно более высоким структурным положением и резко отличающимся строением. Сибирско-Увальская антеклиза выражена по простираию чередованием сводо- и валообразных поднятий и структурных седловин. На площади листа она представлена Нумтинской седловиной (*IV₁*) — структурой первого порядка.

Нумтинская седловина (*IV₁*) является крайним западным элементом первого порядка в составе Сибирско-Увальской новейшей гряды, отделяющим Сосьвинско-Белогорскую структурную ступень на западе от Северо-Сургутского валообразного поднятия на востоке [37]. На карте новейших структурных элементов сводной карты Сибири [168] двум последним структурам отвечает Пурско-Тромъеганское валообразное поднятие с суммарными положительными амплитудами новейших движений 50–100 (до 125) м. Согласно рисунку уточненных суммарных амплитуд, последние в границах Нумтинской седловины на площади листа не превышают 75–80 м и лишь в зоне флексуобразного перегиба на западе достигают 100–110 м. По бортам сопредельных Надымской ступени и Ляминской впадины они составляют 50–60 м. При этом северный борт крутой, выраженный в виде флексуры, южный — плавный, пологий. Флексура, разделяющая Надымскую ступень Надым-Тазовской синеклизы и Нумтинскую седловину Сибирско-Увальской антеклизы, располагается севернее зоны разлома — линеамента субширотного простираия вдоль осевой части Сибирских Увалов. Разлом в фундаменте плиты установлен по материалам ГСЗ [130]. В платформенном чехле он выражен, по-видимому, сквозным «разрывом» со смещением к северу, а на поверхности проявлен субширотным линеаментом над бровкой флексуобразного перегиба к Надым-Тазовской синеклизе. Отдельные фрагменты этого разрывного нарушения прослеживаются по космографическим данным к востоку от площади листа. В целом же преобладают северо-северо-западные направления линеаментов разрывных нарушений при подчиненном участии северо-восточных.

Сопоставление структурного плана новейшего этапа территории листа с тектонической схемой платформенного чехла (рис. 10) свидетельствует о том, что он в значительной мере унаследован от более древних и коренной перестройке не подвергался. Вместе с тем новейший структурный план района соответствует древнему лишь в крупных чертах, на уровне субрегиональных надпорядковых и в целом ряде случаев неотектонических элементов первого порядка. Границы последних повсеместно смещены, иногда существенно, по отношению к юрско-меловым структурам, многие из которых, не говоря уже об элементах II и III порядков, в новейший этап либо совсем не проявились, либо отразились в искаженном виде. У субрегиональных новейших структур внешнего пояса и внутренней области плиты в целом сохраняется меридиональная ориентация, характерная для древних надпорядковых структур чехла — Зауральского, Фроловского и Среднеобского геоблоков. При этом общий фон структурного плана в пределах последних осложнен сочетанием диагональных и субортогональных направлений структур первого и более мелких порядков, в отличие от субширотных простираний неотектонических элементов, включая и надпорядковые. Субширотные пологие структурные «волны» [37, 133] выражены на площади листа не только по кровле олигоцена, но и по крупным современным орографическим элементам.

Приуральская субрегиональная новейшая ступень на севере площади листа расширена в восточном направлении, по сравнению с Зауральским геоблоком по древним горизонтам, за счет включения в нее части Помутской мегатеррасы и Фроловской мегавпадины. В свою очередь Иртышско-Обский субрегиональный новейший прогиб на значительном протяжении продвинул краевыми приподнятыми ступенями (Верхнекондинский залив, Шаимский выступ) в юго-западном и западном направлениях за пределы площади листа, «захватывая» древние структуры первого порядка (Красноленинский свод, Шаимский мегавал, Согомскую моноклираль, Шугурскую мегатеррасу) в составе Зауральского геоблока, а в восточном наложен на однопорядковые положительные структуры (Северо-Сургутскую мегатеррасу и Сургутский свод) в пределах Среднеобского геоблока. Юганская мегавпадина Ньюрольско-Юганского геоблока на крайнем юго-востоке площади листа в основном унаследована наиболее погруженной частью Хантымансийской новейшей впадины. Удовлетворительной унаследованностью, с учетом искажения в плане и некоторого смещения границ относительно древних структур чехла, характеризуются такие неотектонические элементы первого порядка, как Шаимский выступ, Красноленинский мыс, Усть-Иртышский нос, Ляминская и Хантымансийская впадины, Надымская ступень.

Нумтинская седловина, представляющая на площади Сибирско-Увальскую новейшую антеклизу, находится в сложном соотношении с однопорядковыми древними структурами Фроловского и Среднеобского геоблоков. Северное крыло седловины, крутое и узкое по сравнению с южным, опирается на положительные структуры — Помутскую мегатеррасу, Ватлорскую террасу и Северо-Сургутскую мегатеррасу. Южное крыло,

более пологое и широкое, является инверсионной формой, наложенной по отношению к Фроловской мегавпадине. Лишь на крайнем востоке площади листа оно выражено по более древним горизонтам чехла, согласуясь с уклонами Северо-Сургутской мегатеррасы и Ватлорской террасы.

Контуры Нумтинской седловины в основном совпадают с привершинной частью современного водораздела Сибирских Увалов. При этом ось структуры отстоит от главной водораздельной линии примерно на 10–15 км к северу, находясь в непосредственной близости к зоне широтного разлома фундамента и сопряженного с ним разрывного нарушения в платформенном чехле.

По кровле эоцена Сибирско-Увальская гряда выделена рисунком строитоизогипс (оконтуривающая изолиния минус 200 м) как крупный субширотный орографический элемент (палеоводораздел), ограниченный с севера и юга структурно-эрозионными депрессиями расплывчатых очертаний. Главная водораздельная линия (ось структурной волны?) смещена к северу от современной на 60–80 км. Наиболее гипсометрически приподнятая вдоль последней часть палеогряды, наследуя, почти полностью совпадает с Помутской террасой и положительными структурами Среднеобского геоблока по более древним горизонтам. В качестве «барьерной зоны» она окончательно оформилась, по-видимому, лишь в конце пелымского времени (поздний миоцен), на предьямальском рубеже.

Древние тектонические элементы второго порядка, за исключением отдельных котловин (Западно-Айхеттинская, Тундринская) и малых прогибов (Нижнекондинский), в границах мегавпадин по кровле олигоцена отсутствуют. Возможно, некоторые из них как пликативный структурный фактор при более тщательном анализе найдут свое выражение в рисунке мелкой складчатости нагнетания подобно структурам первого порядка в границах Зауральского геоблока [130].

Выраженность донеогеновых структур в новейшем структурном плане площади листа свидетельствует о несомненной преемственности неотектонических движений от предшествующих. Эта территория располагается в зоне, пережившей поздне меловую и палеогеновую активизации, которые предопределили [37, 133 и др.] поднятия в неогене. Согласно представлениям [133] о меридиональной миграции, начиная с эоцена, зон наибольших поднятий и опусканий, лишь в позднем олигоцене площадь листа находилась в зоне максимального погружения, но уже в неогене оказалась за ее пределами, то есть северо-западнее. Прогибание плиты за олигоцен-четвертичное время в юго-восточном направлении, по расчетам И. Л. Кузина [136], составляет величину от 100 до 400 м. Общий размах региональных тектонических движений на площади листа за неоген-четвертичное время не превышает 240 м. По мнению И. Л. Кузина, хотя амплитуды новейших региональных движений «невелики (не более 5–10 % от общей амплитуды мезозойско-кайнозойских движений), их влияние на становление современного структурного плана плиты существенно».

Развитые на площади листа переуглубленные долины целого ряда возрастных генераций, лестница равнин и террас свидетельствуют о неоднократных колебаниях уровня Арктического бассейна как главного

базиса денудации и аккумуляции, обусловивших неоднократную смену морских регрессий и трансгрессий. Размах этих колебаний в плиоцене—раннем эоплейстоцене превышал в два раза максимальную амплитуду региональных движений. Тектоно-эвстатическая ритмичность, интенсивность и последовательность ее проявления отчетливо «вычитываются» из рассмотренной выше схемы строения новейшего осадочного комплекса, геоморфологической и палеогеоморфологической позиций наиболее крупных подразделений (осадочных циклов) последнего, зафиксированы в ярусности современного и погребенного рельефов района. Наиболее резкое понижение уровня моря (до минус 370 м и, возможно, более) в начале среднего плиоцена, коррелирующееся с региональными поднятиями на площади листа, завершилось формированием самых глубоких (до минус 170 м) за новейший этап эрозионных врезов — террасированных переуглубленных долин. Наступившая вслед за этим трансгрессия, развивавшаяся до начала позднего эоплейстоцена, также была максимальной. Она оставила после себя мощный (до 200 м) осадочный цикл, представленный горкинской, карымкарской и ханты-мужинской толщами, и абразионно-аккумулятивную поверхность выравнивания (равнину) — верхний ярус (до 250 м над у. м.) современного рельефа района.

Предшествующие максимальному ритмы тектоно-эвстатических колебаний (пелымский, кеушкинский) происходили по нарастающей амплитуде. Они зафиксированы одноименными литоциклами, ограниченными сверху и снизу поверхностями эрозионных (угловых) несогласий, но не нашли своего отражения в рельефе. Все последующие за максимальным четвертичные ритмы колебаний (смены регрессий и трансгрессий), за исключением полуйско-казымского (на Севере — сорюнтойско-сале-мальского, полуйско-салехардского), выражены как в осадках, так и в террасовой лестнице площади листа, насчитывающей шесть цикловых надпойменных уровней и пойменные террасы. Смена этих эвстатических ритмов во времени сопровождалась преимущественно убывающей амплитудой колебаний. По И. Л. Кузину [130 и др.], они отражают прерывистый характер регрессии единого Ямальского бассейна.

Эвстатический фактор, ведущий и определяющий ход осадконакопления и рельефообразования, не оказывал, по-видимому, заметного влияния на формирование глубинных структур и становление новейшего структурного плана, если не принимать во внимание некоторого усиления региональной составляющей тектонических движений. Вместе с тем несомненна его роль в качестве агента, контролирующего интенсивность процессов внутричехольной складчатости нагнетания посредством изменения геостатического давления, максимумы которого приходятся на конечные этапы регрессий и начала ингрессий, когда достигается предельная контрастность рельефа по вертикали.

Основными причинами изменений уровня моря являются: региональные тектонические движения; гляциоизостазия, согласно которой во время покровных оледенений территории, покрытые льдом, погружались, а в межледниковье — поднимались; тектоно-эвстатические колебания уровня Мирового океана, обусловленные изменением

емкости океанических впадин (геократические движения) и количества воды (гидрократические движения). В настоящее время большинство исследователей придерживаются последних представлений.

Роль локальных (дифференцированных) структурообразующих движений (поднятий и опусканий отдельных участков) на фоне региональных, охватывающих наиболее крупные части плиты, на площади листа сравнительно невелика. Достоверно установлено, что снизу вверх по разрезу платформенного чехла амплитуды всех структур, затухая, закономерно уменьшаются. По фундаменту района они примерно в 10 раз больше [130], чем по палеогеновым отложениям. Площадь листа относится к центральным территориям плиты, где на долю послемеловых движений приходится около 10–15 % амплитуд локальных структур, на долю новейших, естественно, меньше.

Многие исследователи относят основную часть амплитуд новейших структур на плейстоцен, а некоторые возвышенности (Белогорский, Ляминский, Тобольский Материки, Сибирские Увалы и др.) в рельефе рассматривают как тектонические новообразования четвертичного периода. Однако анализ геолого-геоморфологических данных по территории листа свидетельствует о том, что большая часть амплитуд новейших дифференцированных движений приходится на доустыиртышское (доямальское) время. По мнению П. П. Генералова [37], рельефообразующий эффект роста структур, особенно II и III порядка, в плейстоцене подавлен воздействием денудационных процессов: поверхности эрозионно-абразионных террас «срезают» мелкие структуры. Лишь элементы I порядка и более крупные отражаются в рельефе, но обычно в искаженном виде. Близкую позицию занимает И. Л. Кузин [130], полагающий, что эндогенная составляющая рельефа проявляется слабо там, где экзогенные процессы активны.

На площади листа в новейших отложениях выражены главным образом структуры I порядка; структуры II и III порядков представлены единично. Амплитуды (относительные) тех и других не превышают 10–25 м. При этом даже у наиболее активных глубинных структур амплитуды за четвертичный период составляют здесь не более долей метра [130]. Также мало-контрастные тектонические движения не могут претендовать на сколь угодно значимую выраженность в современном рельефе и в особенности служить причиной образования его малых форм. Кроме того, следует учитывать искаженность отражения глубинных структур вследствие проявления приповерхностной складчатости нагнетания («глиняной тектоники»). Таким образом, «штамповый» эффект локальных вертикальных движений блоков фундамента при формировании пликативных структур верхних горизонтов осадочного чехла и тем более на поверхности предельно низок.

Территория листа является ареной широкого развития разнообразных проявлений вторичных дислокаций, связанных с приповерхностной (внутричехольной) складчатостью нагнетания. Отдельные стороны этих процессов, морфология и генезис дислокаций на ранней стадии их изучения рассмотрены в работах П. Ф. Ли и Л. М. Кравченко (1959 г.), М. Я. Рудкевича и А. И. Волкова (1959 г.), В. Д. Наливкина [159], Ю. Ф. Захарова

[88, 91], И. Л. Кузина (1965, 1973 гг.), Н. В. Мизинова [154] и др. Сложный во всем своем многообразии механизм формирования складчатости нагнетания, ее причины и следствия получили удовлетворительное освещение (на новой фактографической основе) лишь за последние 25 лет в работах П. П. Генералова [38, 39, 44, 45], Р. Б. Крапивнера [122, 123 и др.], И. Л. Кузина [129, 130, 131, 133, 136 и др.] и др. Взгляды перечисленных исследователей на природу этого явления по большинству позиций совпадают.

Складчатость нагнетания формируется в результате воздействия на пластичные глинистые породы неравномерных нагрузок от вышележающих толщ при одновременных напряжениях снизу, возникающих за счет дифференцированных (локальных) движений блоков фундамента, а также горизонтальной компоненты (латерального сжатия и разрежения) подвижек последних вдоль разломов. Неравномерность вертикального (геостатического) давления обеспечивается ростом тектонических структур, с одной стороны, и эрозионным расчленением рельефа — с другой. При этом создается сложная картина пространственного распределения мощностей пород, кроющих пластичные глины. Образованию дислокаций способствует инверсия плотностей пород чехла по вертикали.

Наиболее подверженным в рассматриваемом аспекте является стратиграфический интервал разреза чехла от турона до эоцена включительно. В его составе пластичные глины кузнецовской, талицкой, тавдинской свит чередуются с существенно кремнистыми (опал-кристобалитовыми) породами — опоками, трепелами, диатомитами, диатомовыми и опокovidными глинами березовской и люлинворской свит. При этом глины обеспечивают высокую пластичность, а легкие кремнистые породы — инверсию плотностей по разрезу. Последняя усиливается [38, 44 и др.] сокращением объемного веса глин, способных при намокании к набуханию и резкому уменьшению плотности, значительно более низкой, чем у вмещающих уплотненных пород. Эти факторы способствуют образованию в складках ядер нагнетания и протыкания с образованием разрывов, существенно облегчающих подъем пластичных отложений. Последние, выдавливаясь («всплывая») в складках нагнетания, могут выходить на поверхность с образованием «шарьяжей», диапировых «шляп» и т. п.

Установлена сопряженность участков интенсивной складчатости нагнетания с зонами повышенной тектонической напряженности и планетарной трещиноватости разных порядков. На севере Западной Сибири характер приповерхностных дислокаций усложняется в результате эволюции мощной зоны многолетней мерзлоты с ее неоднородностями, возникшей, вероятно, не позднее чем в раннем плиоцене.

Альтернативная концепция [88, 92, 227, 228 и др.] формирования приповерхностной складчатости нагнетания предполагает напорное воздействие и статическое давление мощных плейстоценовых ледниковых покровов. Однако, с одной стороны, она плохо согласуется с фактом развития этих дислокаций не только на севере, но и на юге, где никто не усматривает былого оледенения, а с другой, не соответствует времени начала их образования, относящегося, по меньшей мере, к миоцену.

Складчатость нагнетания представлена на площади листа в разнообразных формах и размерах. При этом складки часто сопровождаются дизъюнктивными смещениями с амплитудой до нескольких десятков метров, затухающими с глубиной. С ними связано образование многочисленных, часто крупных олистостром (блоков-отторженцев), входящих в состав неоген-четвертичных образований. Многие из них представляют собой древние погребенные оползни, в том числе пород, слагающих диапиры. Нередко геологами-четвертичниками эти блоки трактуются как гигантские глыбы, отторгнутые и перенесенные ледниками к месту захоронения иногда на сотни и тысячи километров.

Большинством исследователей отмечается тесная связь интенсивности процессов формирования вторичных дислокаций с периодами резкого усиления контрастности рельефа, сопряженной с изменениями физико-геологических, гидрохимических и других условий в приповерхностных отложениях. Первые свидетельства такой связи на площади листа соотносятся с пельмской свитой, содержащей большой объем переотложенного материала палеогеновых (в частности, эоценовых) опок и диатомитов. Их наиболее вероятным источником являются выходы этих пород на предпелымскую эрозионную поверхность в ядрах складок нагнетания.

Срезание дислокаций в палеоцен-эоценовых породах предкеушкинской (предьямальской) и предгоркинской (максимальный врез) эрозионными поверхностями установлено по материалам бурения (профиль Березово—Казым; Генералов, 1978 г.) в долине Казыма. В предьямальское и особенно в ямальское (рубеж среднего и позднего плиоцена) время глубина расчленения рельефа на площади листа была много больше. Поэтому «выжимание» пластичных пород со стороны водоразделов в долины проявлялось, по-видимому, весьма интенсивно.

Условия, сходные с предьямальскими и сопутствующие максимальному врезу, возникали и в последующие регрессивные этапы, но отличались поступательным снижением эрозионной активности, интенсивности структурообразующих движений и процессов вторичных дислокаций. Последние, начиная с предказанцевского времени (конца среднего неоплейстоцена), в разрезах обнажений Белогорского и Тобольского Материков уже практически, за исключением криогенных и оползневых нарушений, отсутствуют. Амплитуды линейных складок нагнетания и диапиров, на крыльях которых зафиксирована карымкарская толща (Кормужиханка, Карымкары, Урманый, Самарово и др.), по поверхности предхалапантского среза (ранний неоплейстоцен) не превышают 30–50 м, а уже по подошве белогорской свиты (средний неоплейстоцен) — 1–2 м.

Наиболее подробная классификация разнообразных форм дисгармоничной внутричехольной складчатости нагнетания приведена в монографии И. Л. Кузина [130]. На площади листа он выделяет две группы дислокаций. К первой отнесены складки, плановое положение которых не контролируется ступенями рельефа, совпадает с крыльями глубинных структур и разрывными нарушениями. Складки второй группы приурочены к речным долинам и иным отрицательным элементам рельефа. И те, и другие

могут быть как крупными (валоподобными, куполовидными), так и мелкими, осложняющими первые, выведенными на дневную поверхность или приближенными к ней.

К первой группе на площади листа относятся широко известные, в том числе Малоатлымские сложные дислокации верхнекайнозойских слоев в обрывах Белогорского Материка на Оби. Со складчатостью нагнетания (линейной и купольной) они связаны непосредственно или опосредованно (через эпигенетические оползни и другие сопутствующие проявления). Обилие крупных олистостром палеогена и верхнего мела на всей территории Белогорского Материка с абс. отм. до 170–240 м позволяет предполагать здесь наличие диапиров с корнями на глубине до 800–1000 м.

Амплитуда Малоатлымского внутричехольного поднятия, выделенного И. Л. Кузиным [130], судя по мощностям обнажающихся дислоцированных эоцен-миоценовых пород, значительно превышает 300 м. По отношению к глубинной структуре III порядка (Малоатлымскому валу) эта сложнопостроенная приповерхностная складка является дисгармоничной и соответствует в плане северо-западному крылу вала. На дневной поверхности поднятию отвечает мелкая складчатость, выраженная параллельно-грядовым (линейным) рельефом. Юго-западная верхняя часть складки над урезом воды уничтожена эрозией, а нижняя «обезглавленная» (сохранившаяся от размыва) находится под поймой Оби.

Более крупная складка — Лыхминский внутричехольный вал — установлена И. Л. Кузиным [130] в бассейне р. Лыхма. На севере вал выходит за пределы долины Казыма. Длина вала — более 70 км, ширина — до 20 км. Простирается северо-восточное. В рельефе он выражен мелкой складчатостью (через систему параллельных гряд и ложбин), которой подвержены мел-палеогеновые породы. В южной части вала, на водоразделе рек Пот-Ех и Радом (высота 140–160 м над у. м.), И. Л. Кузиным и С. В. Трофимовым [134] закартирован диапир. В куполе его на дневную поверхность выведены с глубины около 1000 м верхнемеловые породы. Рядом с ними обнажены глины, опоки, диатомиты палеоцена и эоцена. Лыхминский вал соответствует в плане установленным сейсморазведкой древним локальным структурам — Лыхминскому прогибу и пограничному Мозямскому валу, а точнее — зоне их ступенеобразного сочленения, осложненного разрывами.

Образование крупных (100 км длиной, 20 км шириной, с амплитудой от 200–300 до 1000 м) валоподобных складок связано, по И. Л. Кузину, «с линзообразным увеличением мощностей глинистых пород палеогена и мела на участках, осложненных разрывными нарушениями». Углы наклона крыльев складок достигают 10–15°, тогда как у глубинных новейших структур они варьируют в долях градуса.

Механизм образования складок нагнетания второй группы [130] под эрозионными понижениями не только крупных, но и мелких водотоков, в том числе оврагов, весьма сложен и слабо изучен. На него влияет множество факторов, но определяющим является неравномерность статической нагрузки (геостатического давления) под долинами и прилегающими

водоразделами. Вследствие неодинакового давления в условиях расчлененного рельефа глинистые породы выжимаются из-под берегов и водоразделов и нагнетаются в долины.

По данным бурения известно, что под долинами рек кровля пластичных пород занимает более высокое гипсометрическое положение, чем под высокими берегами, где статическое давление много выше. Этот факт установлен как на севере, так и на юге региона. На площади листа он отмечен в долинах Оби, Казыма, Бол. и Мал. Атлыма и других рек. По профилю Ханты-Мансийск—Игрим (Нестеров, 1961 г.) локальные колебания мощностей и высотного положения свит морского палеогена на фоне соответствующих региональных изменений не затухают до глубин свыше 400 м.

Морфология складок нагнетания этого типа на площади листа не изучена. Вместе с тем по аналогии со смежными районами можно предположить, что в результате нагнетания масс глинистых пород под долинами образуются сложнопостроенные поднятия типа валов или куполов, «размеры и морфология которых зависят от контрастности современного и древнего, ныне погребенного рельефа, мощностей и состава горизонтов пластичных и жестких пород, глубины их залегания и ряда других причин» [130].

Кроме зон линейного диапиризма, выраженных крупными валообразными «вздутиями» (валами), на площади листа широко представлены диапировые купола. Наиболее крупные из них — Лыхминский [134], Ляминский [193], Самаровский [121, 135, 227] — детально охарактеризованы в специальной литературе. Диапировые купола более мелкого порядка попутно изучались в обрывах Белогорского Материка при стратиграфических исследованиях [36, 91, 132, 228 и др.].

Большинство геологов сходится во мнении о том, что диапиры приурочены к изометричным в плане структурным узлам в местах сочленения и пересечения тектонических элементов глубинного происхождения (разломов, крупных разрывных нарушений, линейных складок нагнетания, глубинных структур). В ядрах на современном срезе чаще всего вскрываются опоки и диатомиты эоцена. Не исключено, что такие ядра, оторванные от «материнского» пласта, представляют собой блоки «всплывания» [38 и др.].

Вопросы о глубине затухания крупных куполов вниз по разрезу и времени их формирования до сих пор остаются без ответа. Судя по выходам на поверхность верхнего мела (бассейны Лыхмы, Лямина, устье Иртыша), можно предполагать, что купольные структуры на площади листа местами прослеживаются до 1–1,5 км.

Помимо рассмотренных выше причин, общих при формировании всех типов структур складчатости нагнетания, в последнее время большое значение придается горизонтальной компоненте структурообразующих движений блоков фундамента (сдвигов, раздвигов, надвигов и т. п.). Напряжения, обусловленные этими смещениями в платформенном чехле, создают неоднородности поля напряжений и в приповерхностной части последнего. Особая роль отводится сдвиговым деформациям. По

Р. Б. Крапивнеру [122, 123], при интенсивном смятии пород чехла над сдвигами диапировая складчатость в глинах может формироваться за счет их пластичности и без инверсии плотностей в вертикальном разрезе. Образование Малоатлымских дислокаций, Самаровского диапира и других вторичных деформаций на площади листа вдоль Оби этот исследователь связывает с левосторонним сдвигом фундамента по крупному разлому.

На схеме неотектоники все выделенные диапиры отнесены к категории предполагаемых по двум причинам. Во-первых, даже наиболее известные из них, считающиеся выраженными в рельефе (Лыхминский, Ляминский и др.), с поверхности перекрыты плащом, хотя местами и маломощным, покровных рельефообразующих осадков. Ядра их установлены по высыпкам грубообломочного материала на склонах, горным выработкам, разрезам скважин или обнажениям. Во-вторых, нигде не вскрыты корни диапиров на участках их приповерхностного расположения, что оставляет почву для сомнений. Подавляющее большинство диапиров на материалах дистанционных съемок имеет округлую форму в плане. Структура фотоизображения внутри «колец» чаще всего напоминает «битую тарелку». На спектральных космоснимках (система КАТЭ-200) во всех зонах выделены около десятка «кругов» (в основном на Белогорском Материке) с иной структурой фотоизображения. Внутри внешнего кольца с мелкозубчатой оторочкой отмечаются концентрически «вписанные» дуги или разорванные, редко — сплошные кольца меньшего диаметра. На наш взгляд, такие структуры отвечают диапирам с ядрами «протыкания» и последующим образованием диапировых «шляп» (шарьяжей центрального типа), представленных материалом растекания «всплывших» кремнистых пород (опок, диатомитов, трепелов). Размеры многочисленных мелких кольцевых структур (обоих типов) варьируют от 3–5 до 10–12 км в диаметре. Чаще всего они образуют цепочки вдоль крупных разрывных нарушений, реже встречаются в виде небольших групп или одиночек, окруженных группами параллельно-грядового рельефа. Большая часть таких структур расположена на северо-западе площади листа; на юге и востоке отмечаются редкие одиночные диапиры, спорадически — небольшие группы.

В отличие от крупных линейных и куполовидных складок, находящихся на разной глубине от дневной поверхности, осложняющая их мелкая складчатость проявляется в береговых обнажениях или в виде параллельно-грядового рельефа. Большое разнообразие мелких складок, их форма и размеры зависят [130 и др.] от условий образования и главным образом от литологического состава пород, выведенных к поверхности и сложнодислоцированных. Ширина складок колеблется от метров и десятков метров до сотен метров, длина — до нескольких километров, амплитуды — от первых метров до многих десятков метров; углы наклона крыльев составляют десятки градусов, достигая 70–90°; часто встречаются опрокинутые складки. Наиболее сложно построены складки, включая диапиры, представленные глинистыми породами. Механизм образования мелких складок применительно к площади листа детально описан И. Л. Кузиным [130], и нет необходимости здесь на этом останавливаться. Важно лишь отметить, что процесс формирования мелких складок нагнетания, их

внедрение в породы субстрата сопровождается образованием многочисленных разрывов, что способствует их дальнейшему росту. Преобладают антиклинальные формы, располагающиеся кулисообразно, параллельно или субпараллельно друг к другу. Судя по выраженности в рельефе, мелкие складки обычно образуют полосы, приуроченные к линейным валоподобным внутриваловым складкам. Полосы редко бывают прямыми, как правило, в разной степени изогнуты, чаще в виде дуг и фестонов.

Р. Б. Крапивнер (1980 г.) усматривает связь зон мелкой дисгармоничной складчатости нагнетания с разломами, имеющими горизонтальную составляющую смещений (вплоть до сдвигов), с действием сил латерального сжатия и растяжения в чехле над сдвигом, ориентированных перпендикулярно друг другу и косо по отношению к простиранию зоны сдвига. В результате образуется система кулисно нанизанных на проекцию сдвига брахиформных складок, которые выражены в рельефе субпараллельными системами гряд и понижений.

Полосы параллельногрядового рельефа достигают на площади листа 50–100 км длины и 25 км ширины. Высота гряд увеличивается от водоразделов к долинам. На Белогорском Материке, Сибирских Увалах они почти сливаются, иногда незаметно, с поверхностью междуречной равнины, что указывает на определяющую роль эрозии в препарировке мелкой складчатости. В ландшафте и на дистанционной основе выражены в основном понижения между грядами, а сами полосы трансформируются в параллельнолинейный (ложбинный) рельеф. Вблизи рек, в пределах поймы и низких террас гряды большей частью не выражены на поверхности. Вместе с тем полосы грядового рельефа, срезаясь террасами с одного борта долины (левобережье Оби), продолжают на другом, в пределах высоких придолинных уровней и междуречий (Белогорский Материк). Сведения о генезисе, морфологии и параметрах гряд и межгрядовых понижений приведены в гл. «Геоморфология». Здесь лишь заметим, что в настоящее время большинством геологов разделяется мнение [39, 130 и др.] об эрозионно-криогенно-тектоническом происхождении параллельногрядового рельефа севера Западной Сибири.

Разрывные нарушения в верхней (новейшей) части разреза чехла так же, как и в более глубоких горизонтах последнего, наряду со складчатыми, широко распространены на площади листа. Эти структуры (дизъюнктивы) находят свое отражение на дистанционной основе в виде объектов гидросети и ландшафта — линеаментов, картируются различными геологическими методами повсеместно, наблюдаются в обнажениях и горных выработках. Вместе с тем среди выделенных, в частности на КС, линеаментов есть такие, которым нет соответствий на разрезах. Они выражают безамплитудные и малоамплитудные разрывные деформации.

Разрывы в целом представлены [130] как трещинами (разрывами без смещений), так и сбросами, отрывами, сдвигами, надвигами и т. п. (разрывами со смещениями). Всю совокупность нарушений чехла разных рангов и кинематических типов, проявленных на дистанционных материалах (АФС и КС), обычно аппроксимируют термином «трещиноватость». Уже сам факт проявления последней на дневной поверхности свидетельствует

о молодости разрывных дислокаций: их образование или преобразование происходило в новейший тектонический этап.

По форме выделяются прямолинейные, дугообразные и кольцевые линеаменты. На схеме неотектоники показаны наиболее крупные из них и все, окаймляющие предполагаемые диапировые купола. Для решетки спрямленных линеаментов на площади листа характерно заметное преобладание диагональных (северо-западных и северо-восточных) направлений над ортогональными (север–юг, запад–восток). При этом подтверждаются отмеченные И. Л. Кузиным [58] закономерности: 1) чем выше (древнее) геоморфологический уровень, тем больше в его пределах развито линеаментов; 2) как на положительных, так и на отрицательных структурах в разных частях плиты отложения, коррелятные разновозрастным уровням, имеют практически одни и те же правильные системы выраженных в рельефе трещин.

Наиболее вероятными являются причины планетарного характера, обусловленные (по С. С. Шульцу) изменением скорости вращения Земли, перемещением полюсов и твердыми приливами в земной коре. Наряду с планетарными трещинами на площади листа встречаются разрывы, связанные с образованием внутривулканских складок, а также складок криогенного пучения, оползания и т. п. В частности кольцевые и эллипсоидные структуры довольно большого (до 50–60 км) диаметра, показанные на схеме неотектоники в бассейнах Казыма и низовьев Иртыша, в свете вышеизложенного представляются (предпочтительнее всего) как результат отражения на поверхности напряжений в замках складок нагнетания сводового типа. Прямолинейные и дугообразные трещинные зоны мелкой складчатости нагнетания выражены на поверхности в конфигурации систем параллельногрядового рельефа.

Целый ряд разрывных нарушений (разрывов «со смещениями», по И. Л. Кузину, 2002 г.), выраженных на площади листа линеаментами, совпадает с разрывами по сейсмическим (ГСЗ) данным. При этом глубокое заложение имеют не только крупные (сотни километров), но и более мелкие (десятки километров) разрывы. Принято считать, что линеаменты образуют зоны трещиноватости, сопровождающие разломы фундамента. Последние образуют решетку, в крупные звенья которой вложены более мелкие. Все это определяет весьма сложную мозаику блокового строения доюрского основания плиты. Ряд разломов, в основном субширотного направления (Сибирско-Увальский), в донеогеновое время или не существовал, или был малоактивным, а проявил себя интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями лишь в новейший этап. Разломы диагональных направлений, напротив, признаются активными в разные периоды формирования платформенного чехла, включая и новейшее время.

Разрывы со смещениями, по данным И. Л. Кузина [130], почти полностью совпадают с простирающими разрывов без смещения (планетарной трещиноватости), из чего следует, что они образуются в результате «раскрытия» планетарных трещин. Под воздействием различных геологических процессов ориентация и морфология последних претерпевают изменения.

При формировании антиклинальных складок в условиях растяжения трещины, разрываясь, расширяются, а при формировании синклинальных складок в условиях сжатия стенки трещин сближаются. Эти процессы характерны для всех типов пликативных форм — как глубинных, так и складчатости нагнетания.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Изучением глубинного строения территории Западной Сибири занимались многие исследователи (С. В. Аплонов [4], В. С. Бочкарев [21, 24, 211], А. М. Брехунцов [26], В. Н. Воронов [196г, 1976], В. С. Дружинин [103], А. С. Егоров [81], Е. А. Елкин [180], К. С. Иванов [171, 196б, в], К. А. Клещев [111], А. Э. Конторович [63], В. Г. Криночкин [125, 127], А. В. Рыбалка [198], Н. В. Шаблинская [225] и др.), среди которых большой вклад внесен сотрудниками СНИИГГиМС под руководством В. С. Суркова [62, 115, 149, 164, 202, 203]. Результатом этих исследований явилось большое количество карт, схем, сейсмогеологических разрезов, построенных на основе обширного материала, полученного главным образом при производстве сейсморазведочных работ, по материалам магнито- и гравиразведки, а также по данным глубоких скважин, вскрывших фундамент.

Наибольшей полнотой и представительностью сейсморазведочных данных, полученных при исследованиях глубинного строения Западно-Сибирской плиты, характеризуются материалы по региональным сейсмическим профилям (геотраверсам), выполненным по методикам МГСП (многоволновое сеймопрофилирование), ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), а также профильные и площадные работы, выполненные по методике МОВ ОГТ (метода отраженных волн — общей глубинной точки). С привлечением результатов этих работ был построен блок сейсмической информации опережающей геофизической основы листа Р-41, 42—Ханты-Мансийск [267, 311], которая явилась основным материалом при составлении карт и схем глубинного строения территории листа Р-42.

Проведенный в опережающей геофизической основе анализ оценки качества сейсморазведочных работ показал, что самая полная и достоверная информация получена методом МГСП. Существенно важной особенностью работ этим методом является возможность получения достаточно детальной скоростной характеристики по продольным (Р) и поперечным (S) волнам для всего глубинного разреза вплоть до поверхности Моховичича (М) и верхней части верхней мантии. Из сейсмических исследований, выполненных по методике МГСП по отдельным региональным профилям, в пределы территории попадают фрагменты трех профилей — Березово—Усть-Мая (1), Мурманск—Кызыл (2) и Нижний Тагил—Уренгой (3) (рис. 12). Профилями охвачена преимущественно северная часть листа. Исполнителем работ методом МГСП являлась Специальная региональная геофизическая экспедиция НПО «Нефтегеофизика» (ныне Центр ГЕОН) (г. Москва). При работах методом МГСП осуществлялась регистрация трех компонентов смещения почвы (вертикальный и два горизонтальных)

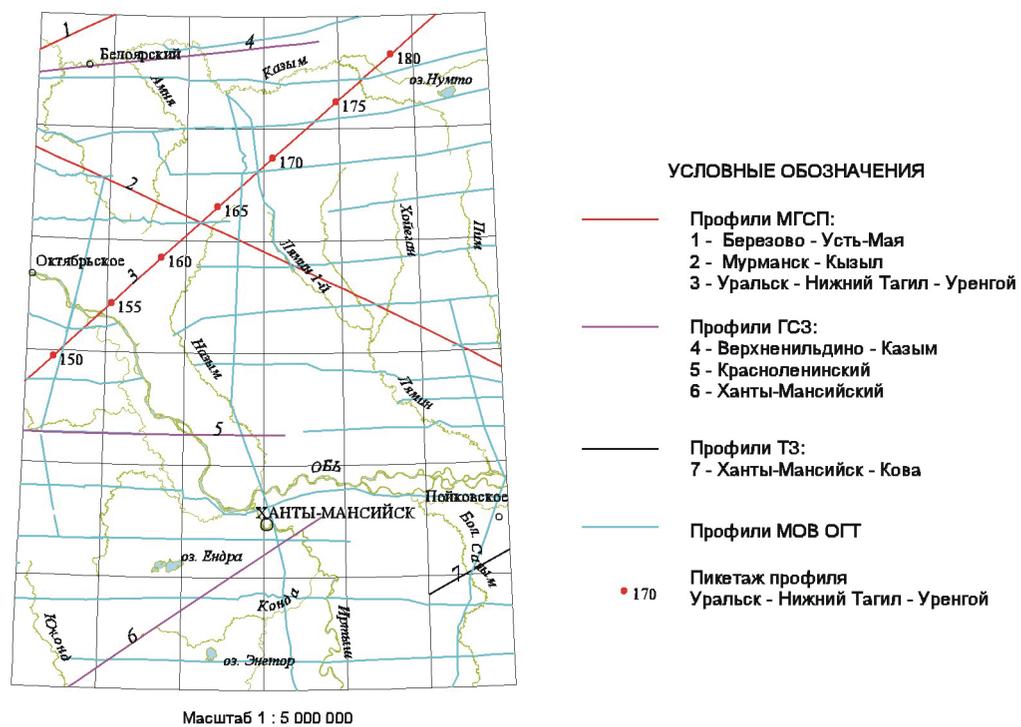


Рис. 12. Схема изученности территории листа Р-42 профильными сейсморазведочными работами. Составила Е. А. Лебедева.



Рис. 13. Карта изогипс отражающего сейсмического горизонта А.
 Составила Е. А. Лебедева.

в диапазоне частот от 0,7 до 20 Гц с шагом станций записи 5–10 км и расстоянием между пунктами взрыва 30–120 км.

На втором месте по степени детальности и достоверности изучения глубоких зон литосферы находятся работы методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненные по менее полной программе сейсмических наблюдений: с меньшим числом пунктов взрыва и большей дискретностью пунктов установки станции регистрации. В пределах площади листа пройдены три профиля ГСЗ: Верхненильдино–Казым (4), Красноленинский (5) и Хантымансийский (6). Исполнителем работ методом ГСЗ являлась Баженовская геофизическая экспедиция (г. Екатеринбург). При работах Баженовской экспедиции использовался более узкий (5–20 Гц) частотный диапазон регистрируемых сейсмических волн. Трехкомпонентная регистрация колебаний была выполнена в малом объеме. Глубинность исследований составляла 40–60 км. При построении карт поверхности М и мощности консолидированной коры результаты интерпретации материалов, полученных методом ГСЗ, имели вспомогательное значение. Работы МОВ ОГТ по региональным профилям, проводящиеся в основном с целью изучения строения образований чехла, дают также представление о рельефе поверхности и (иногда) верхней части фундамента Западно-Сибирской плиты, но не информативны при исследованиях более глубоких слоев земной коры (ЗК). По данным работ МОВ ОГТ и материалам сейсмокаротажа скважин, вскрывших фундамент, была построена карта изогипс опорного отражающего сейсмогоризонта А (рис. 13). Отражающий сейсмический горизонт А является одним из важнейших структурных реперов Западно-Сибирской плиты. Сейсмогоризонт характеризуется широким диапазоном изменения скоростей — от 4,9 до 6,4 км/с — и сопоставляется с подошвой юрских образований чехла. При построении карты изогипс отражающего сейсмогоризонта А были использованы материалы площадных сейсморазведочных работ МОВ ОГТ масштабов 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, региональных сейсморазведочных работ МОВ ОГТ масштабов 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000, а также данные по 863-м скважинам, вскрывшим фундамент.

Анализ карты изогипс отражающего сейсмогоризонта А (рис. 13) в пределах листа показывает увеличение значений абсолютных отметок глубины залегания горизонта А в интервале от менее 2000 до более 4000 м в северо-восточной части площади листа, что отражает характерную для Западно-Сибирской плиты тенденцию к увеличению глубины залегания горизонта А от Урала к центральной части плиты и в направлении от ее южных границ к северным.

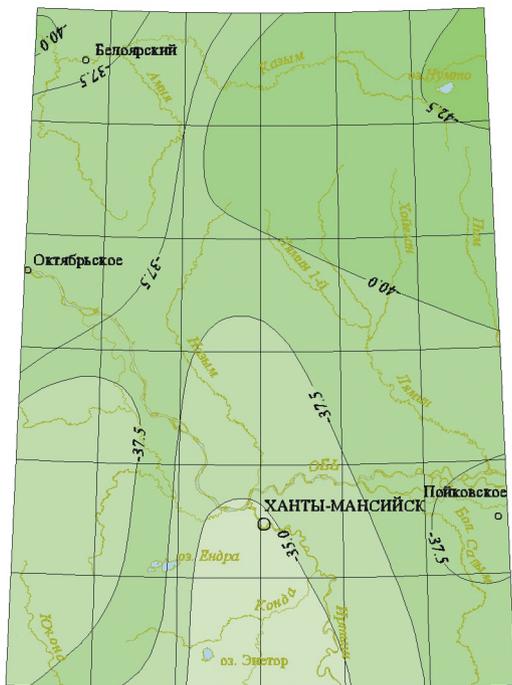
При более подробном анализе материалов на карте изогипс отражающего сейсмического горизонта А (рис. 13) можно выделить три области. Первая из них, Северо-Шеркалинская, прослеживается в северо-западной части листа и характеризуется отчетливой линейной структурой, ориентированной в северо-восточном направлении. Глубины залегания горизонта А сравнительно небольшие, их значения находятся в пределах от минус 1700 до минус 3000 м. Центральная область (Фроловская) охватывает

большую часть площади листа и характеризуется монотонным увеличением глубины залегания горизонта А с запада на восток и северо-восток с отметками глубин от минус 2000 до минус 3500 м, а вблизи восточной рамки намечается некоторый подъем в направлении Сургутского свода. Следует отметить, что общая структура области осложнена элементами I и II порядков — мегавалами, крупными поднятиями и прогибами, а они — небольшими куполовидными поднятиями и мелкими впадинами. Куполовидные поднятия являются основным прогнозным признаком при поисках месторождений углеводородов. Ватлорская область, охватывающая северо-восточную часть площади листа, характеризуется наибольшими отметками глубины залегания горизонта А — от -3000 до -4000 м и более. В структурном плане область представляет собой ряд крупных впадин, распространение которых прослеживается в северном и северо-восточном направлениях.

Наибольший интерес в рамках изучения глубинного строения представляет собой поверхность Мохоровичича (М). Поверхность М является наиболее отчетливо выделяемым уровнем ЗК по данным сейсмических работ методами МГСП и ГСЗ, выполняемых по региональным сейсмическим профилям (геотраверсам). При работах по опережающей геофизической основе с целью более обоснованного подхода к выяснению глубинного строения территории рассмотрена площадь листа Р-41, 42 с охватом сопредельных территорий в пределах $58-66^\circ$ с. ш. и $57-79^\circ$ в. д. с построением карты-схемы рельефа поверхности М масштаба $1:2\,500\,000$ [267]. Фрагмент этой схемы в пределах листа Р-42 масштаба $1:5\,000\,000$ представлен на рис. 14.

На схеме можно выделить три области, различающиеся ориентацией и значениями глубины залегания поверхности М. Первая область, Октябрьско-Белоярская, имеет северо-восточную ориентацию и охватывает северо-западную часть территории. Значения глубины залегания поверхности М находятся в пределах от $-37,5$ до -40 км, что отвечает средним значениям для молодых платформ. Конкордантность области с Полярноуральским сегментом Уральского орогена, прослеживаемая на сводной схеме, представленной в геофизической основе, позволяет отнести ее к областям развития герцинского тектоногенеза. Вторая область, Ханты-Мансийская, прослеживается в центральной части листа и характеризуется подъемом поверхности М в южном направлении от отметок $-37,5$ до менее -35 км. Субмеридиональное простирание может говорить о связи этой области с каледонскими структурами Центрального Казахстана и об их продолжении в пределы площади листа приблизительно до 63° с. ш. Третья область, Казымская, охватывает северо-восточную часть площади листа и характеризуется погружением поверхности М от -40 до $-42,5$ км и более. Природа этой области связана с общим погружением в северном направлении, затронувшим все уровни ЗК Западной Сибири.

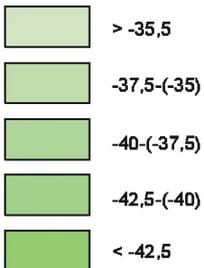
Схема мощности консолидированной коры (рис. 15) является производной карты изогипс горизонта А и схемы рельефа поверхности М. При построении консолидированная земная кора определялась как «слой», находящийся между двумя опорными границами: нижняя — поверхность М,



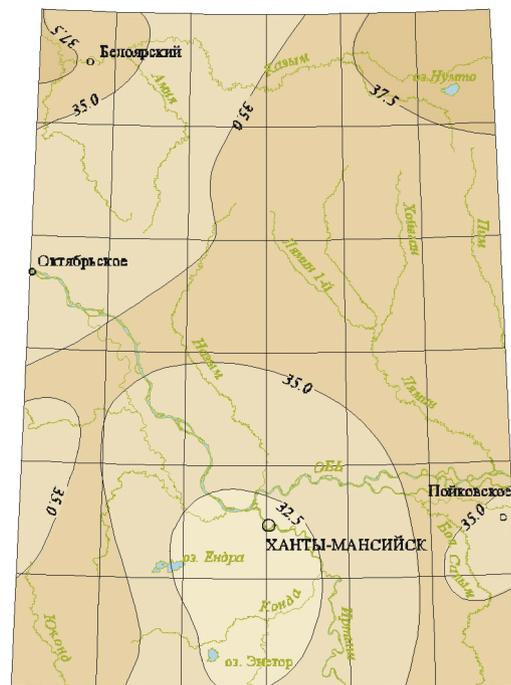
Масштаб 1 : 5 000 000

Рис. 14. Схема рельефа поверхности Мохоровичича. Составила Е. А. Лебедева.

Интервалы абсолютных отметок поверхности Мохоровичича, км



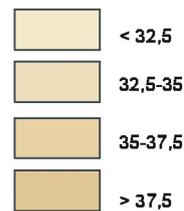
— -37,5 — Изогипсы рельефа поверхности Мохоровичича, км



Масштаб 1 : 5 000 000

Рис. 15. Схема мощности консолидированной коры. Составила Е. А. Лебедева.

Интервалы мощности консолидированной земной коры, км



— 37,5 — Изопахиты консолидированной земной коры, км

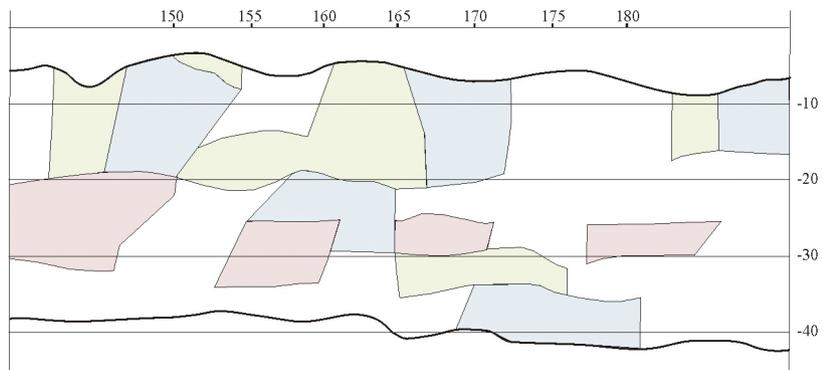


Рис. 16. Результаты интерпретации профиля Уральск–Нижний Тагил–Уренгой.
 Составила Е. А. Лебедева.

- радиально пониженные домены
- латерально пониженные домены
- латерально повышенные домены

верхняя представляет собой в пределах территории листа подошву юрских образований чехла — опорный отражающий сейсмический горизонт А.

На схеме также можно выделить три области, различные по строению и значениям мощности консолидированной коры. Северо-Западная область имеет северо-восточную ориентацию и значения мощности от 35 до 37,5 км и более. Южная область протягивается в виде клина в направлении с юга на север и характеризуется пониженным значением мощности консолидированной земной коры, которая составляет от менее 32,5 до 37,5 км. Наименьшие мощности (менее 32,5 км) приурочены к району г. Ханты-Мансийск. Северо-Восточная область характеризуется наибольшими значениями мощности консолидированной земной коры — более 37,5 км. Соответствие областей повышенных значений мощности земной коры областям повышения глубины залегания поверхности М, а областей с пониженными мощностями земной коры — областям понижения глубины залегания М позволяет сделать вывод о ненарушенном изостатическом равновесии этой части земной коры Западной Сибири. Для характеристики глубинного строения ЗК территории при опережающих геофизических работах проведена интерпретация скоростного глубинного разреза по профилю Уральск—Нижний Тагил—Уренгой [267]. При построении разреза были выделены аномальные скоростные блоки (домены) земной коры по продольным (v_p) и поперечным (v_s) волнам в радиальном направлении и по латерали. В дальнейшем были установлены закономерности распределения доменов в земной коре путем определения вариаций скоростей относительно некоторых «базовых» доменов, характеризующихся средними величинами v_p и v_s . Результаты интерпретации приведены на рис. 16.

На разрезе розовым цветом выделены радиально пониженные аномальные домены. Все они располагаются в средней коре на глубинах от 20 до 35 км. Это позволяет говорить о трехчленном строении ЗК района и о наличии в ней среднекорового волновода, природа которого, по-видимому, связана с тектонической расслоенностью литосферы. Зеленым цветом выделены латерально пониженные аномальные домены. Большая часть доменов сконцентрирована главным образом в верхней коре в западной части разреза на пикетах 145–165, которая на глубине >10–15 км маркирует зону сочленения герцинских структур Урала с каледонскими структурами Казахстана. Голубым цветом выделены латерально повышенные аномальные домены. Наличие таких доменов отмечается на всем протяжении разреза, охватывая все слои ЗК вплоть до поверхности М. Природа доменов связана скорее всего с петрофизическими особенностями структурно-вещественных комплексов ЗК и ее блоковым строением.

Обобщая результаты интерпретации разреза, можно установить общие особенности строения ЗК рассматриваемой территории на глубину:

- трехчленное строение ЗК — до глубины приблизительно —20 км отчетливо выделяется верхняя кора, средняя кора выделяется в пределах от —20 до —35 км, нижняя кора выделяется с глубины около —35 км до поверхности М;

- блоковое строение ЗК на всех ее уровнях;

- наличие в ЗК волноводов — областей аномально пониженных

значений скоростей сейсмических волн, приуроченных главным образом к средней коре.

Анализ представленных материалов позволяет сделать следующие общие выводы:

— в пределах листа на всех уровнях земной коры по латерали выделяются три области, которые характеризуются различной ориентацией и различными значениями параметров среды. В общем виде эти области можно соотнести с областями каледонского и герцинского этапов тектоногенеза;

— различия параметров сейсмических доменов подтверждают блоковое строение земной коры Западно-Сибирской плиты на глубинном уровне, т. е. каждая из областей представляет собой коллаж из структурно-вещественных комплексов с различными петрофизическими особенностями. Наиболее сложное блоковое строение имеет верхняя кора;

— наличие волновода в средней коре предполагает тектонический характер расслоенности земной коры;

— анализ структурных особенностей различных поверхностей ЗК — от поверхности Мохоровичича до подошвы юрских образований чехла (опорный отражающий горизонт А) и, выше, структурных поверхностей сейсмических горизонтов чехла (рис. 1–4, 7, 8) — позволяет сделать вывод о том, что структурные особенности глубинной части земной коры наследуются верхними слоями коры, в которых локализована большая часть известных месторождений углеводородного сырья. Выявление закономерностей этих связей на основании более детальных исследований позволит уточнить генезис месторождений и наметить новые перспективные направления их прогноза и поисков.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Формирование геологических комплексов, слагающих территорию, произошло в следующие основные этапы: архейско-протерозойский, палеозойский, раннемезозойский (триасовый), среднемезозойско-кайнозойский. В первые три этапа сформировался фундамент Западно-Сибирской плиты, а в четвертый — ее чехол.

Архейско-протерозойский этап

Геологические комплексы, сформированные в архее и протерозое, изучены крайне недостаточно. Поэтому история их формирования может быть представлена только в самом общем виде. Можно предположить, что становление их происходило в три подэтапа — архейский, ранне- и позд-протерозойский.

События этапа на территории не могут быть охарактеризованы достаточно полно, так как архейско-протерозойские толщи, слагающие в районе погребенные антиклинории и тектонические блоки-выступы (Шаймский, Красноленинский, Амнинско-Помутский), изучались по неравномерно распределенным скважинам, вскрывшим самые верхние (в большей части случаев первые метры и десятки метров) части эродированного фундамента Западно-Сибирской плиты.

Считается, что архейские толщи формировались в догеосинклинальную стадию развития земной коры. По составу архейских толщ можно предположительно считать, что они образовались в протобассейнах при отложении терригенных (глины, алевролиты) и излияниях вулканических пород основного состава. Метаморфизм архейских образований при достаточно высоких температурах и давлениях достигал амфиболитовой—гранулитовой фаций.

В архее данная территория вошла в единый протоконтинент, включавший современные древние платформы — Восточно-Европейскую и Сибирскую.

В раннем протерозое произошел раскол протоконтинента, раздвиг его частей, и на раздробленном архейском основании заложилась протогеосинклинальные прогибы, заполнявшиеся терригенными породами и вулканогенными образованиями среднего—основного состава, сопровождавшиеся внедрением гипабиссальных интрузий того же состава.

Достаточно высокие температуры и давления на границе раннего и позднего протерозоя, соответствующие уровню амфиболитовой фации,

привели к превращению пород в гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. Впоследствии они вместе с архейскими толщами испытали плутонометаморфизм с образованием мигматитов и гранито-гнейсов.

В позднем протерозое на архейско-раннепротерозойском основании заложилась рифтоподобная прогибная субмеридиональная структура, в которой накапливались терригенные и карбонатные осадки, положившие начало формированию Иртыш-Надымской складчатой системы миогеосинклинального типа развития, протягивавшейся от р. Демьянка на юге до п-ова Ямал на севере [138, 203, 225а, б], включившей Уват-Хантымансийский срединный массив [62], сложенный породами архейско-раннепротерозойского возраста.

Палеозойский этап

В кембрийский период и в начале ордовикского на рассматриваемой территории существовал континентальный режим при восходящих движениях земной коры. Осадочные бассейны на территории не образовывались, площадное осадконакопление отсутствовало. Формировались площадные и линейные коры выветривания.

Геосинклинальный режим возобновился в кембрийский период к югу от района — в пределах Центрального Казахстана.

Со второй половиной ордовикского периода связано заложение к западу от района Уральской герцинской складчатой системы, а в пределах восточной части рассматриваемой территории — северного продолжения Салымской раннегерцинской складчатой системы, выделенной по геолого-геофизическим данным В. С. Сурковым [74, 149, 202], позже включенной в состав Казахстанско-Салымского блока каледонид [219л].

В районе становление этой системы связано с заложением и развитием Устьбалыкско-Пимского глубинного разлома северо-западного простирания, являющегося продолжением межрегионального Чарского разлома Восточного Казахстана [174], с которым в этом регионе и на продолжении разлома в южной части Западно-Сибирской плиты и в Широком Приобье связано внедрение ультрабазитов.

На территории листа вдоль Устьбалыкско-Пимского разлома и трансформных по отношению к нему нарушений северо-восточного направления (Амнинский, Ольховский, Нялинский и др.) в ордовике началось прогибание земной коры, в зоне которого сформировался морской бассейн [200а]. В позднем ордовике—раннем силуре здесь отлагались кремнисто-глинистые сланцы и подчиненные известняки. Осадконакопление местами сопровождалось вулканической деятельностью (базальты, андезибазальты, их туфы) и, возможно, внедрением гипабиссальных интрузий основного состава.

В позднем силуре—среднем девоне в наиболее глубокой части бассейна продолжалось накопление кремнисто-глинистых сланцев, глинистых и алевроито-глинистых сланцев, глинистых известняков, подчиненных алевролитов и песчаников, а также (местами) вулканических пород среднего—основного состава. В раннем—среднем девоне при возобновлении

движений по Устьбалыкско-Пимскому разлому происходило повторное внедрение (а скорее — протрузии) ультрабазитов.

В позднем силуре—среднем девоне в крайней западной части рассматриваемой территории отмечено влияние Ловинской островной дуги [56], формировавшейся к юго-западу от района в пределах Шеркалинского мегасинклинория Уральской складчатой системы. Фрагменты островной дуги приурочены на площади листа к Юкондинскому глубинному разлому, в зоне которого в среднем палеозое внедрились базитовые интрузии и отмечалась повышенная вулканическая активность.

В раннем девоне (эмсский и, возможно, лохковский века) на левобережье Оби выше устья Иртыша началось образование Хантыманийской дискретной карбонатной платформы в мелководных (до 25 м) морских условиях при поднятиях дна бассейна [223, 224]. По данным Е. А. Елкина с соавторами [219в], морской режим (окраинное море) на рассматриваемой территории сохранялся до конца девона—начала карбона. Он охватывал центральные районы Западной Сибири и простирался на запад до меридиана устья Мал. Сосьвы (территория листа Р-41).

В раннем карбоне осадконакопление на территории продолжалось в южной (Пойкинско-Яхлинский прогиб) и северо-восточной (Сортымско-Хеттинский прогиб, Айпимская и Пимская впадины) частях территории. Отлагались глинистые и углисто-глинистые сланцы, органогенные известняки, мергели, подчиненные алевролиты, реже песчаники. Наибольшие прогибания дна бассейна приходились на южную часть территории, где мощность накопившихся осадков превышала 1200 м. Спорадическая вулканическая деятельность характеризовалась излияниями и эксплозиями контрастного состава — базальтов, андезибазальтов и риолитов.

На юго-востоке района (Пойкинская площадь) осадконакопление продолжалось до начала среднего карбона (башкирский век) [19, 219в]. Обстановка осадконакопления была благоприятной для жизнедеятельности фораминифер, водорослей и брахиопод, остатки которых установлены в раннебашкирских отложениях Южного Урала, Тюменско-Кустанайского прогиба, Шаимского района (Яхлинская площадь) и в пределах Широтного Приобья (Пойкинская площадь) [25].

Инверсионные фазы раннегерцинской складчатости проявились в Салымской складчатой системе в позднем девоне и на рубеже девона и карбона, что на площади листа выразилось в формировании Салымско-Казымского антиклинория, находящегося на продолжении Верхнедемьянского антиклинория, установленного к югу от района В. С. Сурковым, а также, возможно, Кондинского поперечного антиклинория. Однако необходимо отметить, что геологических данных для включения Салымской складчатой системы в состав каледонского блока [219л] пока недостаточно.

В середине башкирского века море покинуло рассматриваемую территорию. На ней в среднем—позднем карбоне, перми и начале триаса существовал континентальный режим. Осадконакопление, возможно, происходило в отдельных озерных бассейнах (типа Нижнешапшинского или Южно-Ягунского). Шел размыв местных приподнятых зон и интенсивное образование кор выветривания.

В позднем палеозое (около 285 млн лет назад) в пределах Красноленинского выступа и смежных структур внедрялись гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитового состава, образовавшие массивы двух- и трехфазного внедрения (Красноленинский, Пальяновский и др.).

Раннемезозойский (триасовый) этап

В начале триаса началось постепенное воздымание территории с образованием сводового поднятия при активизации коро-мантийного взаимодействия. Возобновление движений по системам разрывных нарушений привело к расколам и раздвигам сводового поднятия с образованием системы рифтов, заполнившихся в раннем—среднем и начале позднего триаса терригенными и вулканогенными (базальтового или базальтового и риолитового составов) отложениями с внедрением интрузий габбро-долеритов, долеритов, образующих силлы и дайки, субвулканических интрузий кислого и реже субщелочного состава (туринская серия, вулканогенно-терригенная тоща). На территории листа, как и в пределах Западно-Сибирской плиты в целом, грабен-рифты ориентированы в северо-восточном направлении — Даниловский на западе, Большесалымский на юго-востоке листа. Для них характерны вулканизм (лавы и туфы) основного, реже среднего—основного состава. Извержения лав и выбросы туфов происходили из аппаратов трещинного типа. В восточной и северной частях территории вулканические породы заполняли отдельные изометричные структуры — небольшие впадины с пологими бортами (см. № 5, 6 и 7 на тектонической схеме доюрских образований). Магматизм в этих структурах практически завершился в среднем триасе, а в позднем триасе происходило только терригенное осадконакопление — как, например, в Тундринской впадине у восточной рамки района.

Иной характер развития магматизма выявлен [127, 119, 219н] в Рогожниковском грабен-рифте, ограниченном разломами северо-западного направления, на северном склоне Красноленинского выступа. Здесь на протяжении почти всего триаса формировалась вулканогенно-терригенная толща, а в позднем триасе — терригенно-вулканогенная толща с преобладающими излияниями, эксплозиями и внедрением субвулканических интрузий кислого субщелочного состава. В конце триаса они чередовались с резкоподчиненными излияниями базальтов и даже (в единичных случаях) пикробазальтов. По сейсмическим данным и результатам бурения установлено, что в позднем триасе вулканические аппараты центрального типа (в поперечнике 1—1,5 км) располагались в узлах пересечения северо-западных и секущих их северо-восточных разломов и образовали предъюрский рельеф местности благодаря застывшей в их жерлах лаве кислого субщелочного состава. В юре понижения между цепочками вулканов были заполнены терригенными осадками, а в баженовское (тутлеймское) время полностью перекрыты. В туфах кислого состава трещиноватые риолиты и риодациты субвулканических интрузий пропитаны нефтью, по-видимому, проникшей в новый коллектор уже в юре из прилегающих нефтеносных юрских отложений.

По геохимическим данным, полученным Н. В. Шадринной [226], предполагается смешанный коро-мантийный источник магматитов Рогожниковского грабен-рифта.

Среднемезозойско-кайнозойский этап

В конце триасового—начале юрского периодов на площади листа в результате комплексной денудации сформировался умереннорасчлененный равнинный рельеф с малоамплитудными выступами устойчивых к деструкции консолидированных пород фундамента. Общее прогибание земной коры Западной Сибири на протяжении этапа привело к формированию платформенного чехла Западно-Сибирской плиты первоначально в пределах отдельных депрессий. В плинсбахском и тоарском веках осадконакопление происходило в непрерывно расширяющихся мелководных аллювиально-озерных бассейнах, наступавших с северо-востока.

В течение раннеюрской эпохи, начиная с плинсбахского века и ранне-го аалена, отлагались углистые и битуминозные породы шеркалинской и горелой свит — аргиллитоподобные глины, алевролиты, песчаники, угли, у выступов фундамента — гравелиты. Предполагается [179], что большое влияние оказывали местные источники сноса, происходила активная эрозия и пенеппенизация жестких выступов и вынос значительных масс осадков в бассейн седиментации.

Климат раннеюрской эпохи, судя по сочетанию хвойных, гинковых и подозамитов с теплолюбивыми папоротниками, был теплым (субтропическим) с сезонными колебаниями температур [7, 179].

В середине ааленского века поднятия внешних областей сноса приводят к резкому усилению в них процессов денудации. На площадь листа поступает огромное количество терригенного материала при значительном возрастании роли алевроито-песчаных компонентов. Общее прогибание земной коры компенсируется скоростью накопления в обстановке аллювиально-дельтовой (на юге) и прибрежно-морской (на севере) низменной равнины, периодически подвергавшейся небольшим ингрессиям.

В батский век происходит снижение тектонической активности и общее сокращение поступления обломочного материала. Накопление осадков осуществляется в условиях медленных малоамплитудных прогибаний и многократного перемива ранее образованных континентальных осадков реками и прибрежно-морскими агентами. В результате сформировалась толща со сложными латеральными и вертикальными соотношениями в разрезе различных генетических типов осадков. Прибрежно-морские отложения в чередовании с континентальными литологически представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, реже глинами, гравелитами и конгломератами с глинистым и известковым цементом, прослоями углей в составе тюменской свиты. Последняя вмещает сложнопостроенный интервал нефтеносных пластов «Ю₂»—«Ю₉».

Климат среднеюрской эпохи был умеренно теплым, сравнительно влажным, о чем свидетельствует тип флоры, в котором установлено преобладание папоротников над голосеменными и обилие хвощей.

В келловее, в связи с крупнейшей трансгрессией, произошла быстрая смена преимущественно континентального режима осадконакопления на морской. Уже в конце батского века—раннем келловее площадь листа оказалась на большом удалении от береговой линии, а в конце эпохи была полностью занята относительно глубоководным морским бассейном, где накапливались аргиллитоподобные глауконитовые глины абалакской свиты, содержащие пиритовые и карбонатные конкреции, ростры белемнитов, остатки аммонитов и двустворок. С конца келловее до раннего титона включительно на территории листа продолжал существовать нормально-соленый морской бассейн.

В титон-берриас-валанжинское время происходит общее расширение региональной трансгрессии и новое погружение территории листа. Сформировалась псевдоабиссальная впадина с глубинами более 300 м, по периферии которой существовала обстановка нижней сублиторали и литорали. Специфический гидродинамический режим морского бассейна и более теплый, чем среднеюрский, климат обусловили накопление листовато-плитчатых, местами битуминозных глин с прослоями известняков и радиоляритов баженовской свиты (пласт «Ю₀»). Тектоническая активность в титонское—ранневаланжинское время на территории листа была незначительной.

В раннем берриасе произошло обмеление и опреснение морского бассейна, прекратилось накопление битуминозных и листо-глинистых отложений. В условиях некомпенсированного прогибания территории началось формирование аргиллитоподобных глин нормального состава с прослоями алевролитов, песчаников, редко известняков фроловской и ахской свит. Алевроито-песчаные породы ачимовской толщи (пласты «Ач») в основании ахской свиты не нашли пока удовлетворительного однозначного толкования в отношении своего происхождения. Предполагается, что они формировались либо в периоды «ураганного выброса» обломочного материала в силу различных причин (турбидиты, тектонические, погодно-климатические и т. п.), либо в результате сортировки материала придонными течениями в условиях кратковременного незначительного воздымания отдельных участков.

В валанжинско—раннеготеривское время ход осадконакопления контролировался колебаниями скорости прогибания и уровня моря; в позднем валанжине и готериве характерны периоды быстрых трансгрессивных подъемов уровня бассейна и значительного удаления береговой линии. В этой обстановке происходило накопление аргиллитоподобных глин с линзами и прослоями песчаников и алевролитов (нефтеносные пласты групп «АС», «БС»). Основной объем фроловской и особенно ахской свит образовался за счет регрессивных литофаций, заполнявших бассейн седиментации с восточного и юго-восточного направлений.

Общее слабое относительное воздымание территории региона в конце готеривского века привело к сокращению площади и обмелению моря, а в дальнейшем — к его замыканию и изоляции. Формирование черкашинской и верхов фроловской свит в барремский век происходило в условиях реликтового озера-моря, временами соединявшегося с бореальным бассейном. Прогибание плиты в берриасско-валанжинское время было

существенно компенсировано в готеривский и барремский века интенсивным осадконакоплением в обстановке относительного мелководья.

В начале аптского века трансгрессия привела к углублению озера-моря, хотя значительных преобразований в режиме осадконакопления не произошло. Продолжалось интенсивное накопление илисто-глинистого и тонкообломочного материала при ослабленном гидродинамическом режиме и периодических колебаниях солености, обусловленных непостоянством существования связи через пролив с бореальным морем. В этой обстановке к концу раннего апта сформировались верхняя пачка фроловской свиты, кошайская и алымская свиты.

Раннеаптское время ознаменовалось воздыманием юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты, охватившим в среднем и верхнем апте территорию Сургутского свода и всю восточную часть Западной Сибири. Это обстоятельство предопределило прекращение связи озера-моря с бореальным бассейном, сокращение его акватории с востока и обмеление, сопровождавшееся опреснением. В такой обстановке происходило накопление викуловской свиты специфического состава и строения, представленной алевритами, песками, песчаниками с прослоями алевритовых глин и глинистых известняков. К кровле свиты приурочены нефтеносные пласты «ВК₁₋₂».

В начале альба произошла трансгрессия бореального моря, продолжавшаяся до конца раннего мела. Границы бассейна отодвинулись на восток, откуда поступал тонкодисперсный пелитовый и алевритовый материал, обусловивший преимущественно глинистый состав (глины аргиллитоподобные с прослоями алевритов) нижней части разреза ханты-мансийской свиты. Слабое относительное воздымание региона в позднем альбе привело к обмелению и некоторому опреснению бассейна и стало причиной появления в верхнехантымансийской подсвите алевритового и псаммитового материала.

Климат раннемеловой эпохи на площади листа в целом можно охарактеризовать как гумидный, умеренно теплый, субтропический. Лишь в начале (берриас, валанжин), судя по заметному увеличению роли хвойных, резкому сокращению пыльцы *Brachyphyllum* и другим признакам, отмечается относительно, по сравнению с поздней юрой, похолодание. В готеривский век, напротив, климат был жарким, близким к аридному. Начиная с баррема и до конца раннемеловой эпохи он оставался теплым, гумидным, с незначительными колебаниями температуры и влажности.

В сеноманский век эти процессы несколько усилились: на территории в относительно стабильной обстановке шло формирование преимущественно песчано-алеваитовых пород уватской свиты, плавно компенсировавшее прогибание плиты вплоть до начала туронской трансгрессии. Мощностъ сравнительно мелководных сеноманских отложений на площади листа достигает 310 м.

В сеноманский век изменяется растительный покров на окружающей суше. На юге территории большее значение приобретают смешанные хвойно-широколиственные леса: в них широко были распространены платаны, магнолии, дубы, каштаны и др. К северу от широты Ханты-Мансийска

покрытосеменные растения лишь начинают проникать. Климат сеномана был более умеренным и влажным, чем в конце альбского века.

В начале туронского века наступила мощная трансгрессия бореального моря, охватившая всю территорию Западной Сибири. Границы морского бассейна вплотную приблизились к слаборасчлененному обрамлению, где происходило формирование денудационных равнин. Территория листа, находившаяся на значительном удалении от береговой линии, пребывала в области максимальных глубин позднемелового моря с обстановкой замедленного осадконакопления вплоть до начала палеоцена. В условиях расширяющегося с севера морского бассейна происходило накопление глинистых и кремнистых осадков соответственно кузнецовской (турон—коньяк) и березовской (коньяк—кампан) свит. В маастрихтский век бассейн седиментации подвергся массовому проникновению теплых морских вод в результате трансгрессии с юга; в этой обстановке формируются глинистые и карбонатные породы с прослоями алевритов и песчаников ганькинской свиты.

Общий облик флоры позднемеловой эпохи, начиная с туронского века, характеризуется развитием теплолюбивых широколиственных растений. Климатические условия были благоприятными. В маастрихтском и датском веках на суше произрастали леса, в составе которых большое значение играли субтропические и тропические виды как хвойных, так и широколиственных пород.

Начало палеоцена характеризуется относительным замедлением темпов погружения плиты. На территории листа, находящейся на значительном удалении от береговой линии, существовал морской бассейн с нормальной соленостью, менее мелководный по сравнению с позднемеловым. В нем накапливались глины и частично глауконит-кварцевые пески талицкой свиты.

Раннелюлинворское время палеоцена характеризуется расширением обстановки морской седиментации, а в эоцене трансгрессия достигает своего максимума. Более глубоководный, чем раннепалеоценовый, открытый нормальносоленый морской бассейн был насыщен кремнекислотой, обеспечивающей развитие обильной кремнистой фауны радиолярий, диатомовых водорослей и жгутиковых. Палеоцен-эоценовые породы люлинворской свиты формировались в три этапа. К первому относится накопление кремнисто-глинистых осадков и опок с очень незначительной примесью кластического материала, формировавшихся в условиях относительно умеренных глубин. Второй этап характеризуется образованием опоквидных глин и диатомитов, осаждавшихся в глубоководной среде. На третьем, заключительном этапе, отвечающем позднему эоцену, вначале накапливались зеленовато-серые существенно диатомовые глины верхней подсвиты люлинворской свиты, затем листоватые слоистые глины зеленоватых тонов тавдинской свиты, содержащие прослой алевритов, глауконитовых песков, конкреции сидерита.

Регрессивный характер тавдинского моря проявлен по наличию в одноименной свите растительных остатков, исчезновению фауны песчаных фораминифер и радиолярий, замещенных известковистыми

фораминиферами и остракодами, увеличению привноса кластического (песчано-алевритового) материала в связи с постепенным обмелением бассейна. В тавдинское время бассейн продолжал сообщаться через тургайский пролив с южными морями, о чем свидетельствует сходство родового состава микрофауны тавдинской и чеганской (Приаралье, Фергана) свит. Урал представлял собой цепь небольших равнинных островов.

Климат палеоцена и эоцена был весьма теплым и влажным, что подтверждается широким развитием представителей широколиственных теплолюбивых, а также тропических и субтропических форм растительности.

Рубеж эоцена и олигоцена ознаменовался оживлением активности (с последующей инверсией) тектонического режима и общей регрессией тавдинского морского бассейна. По мере углубления регрессии прибрежно-морской и дельтовый характер осадконакопления сменился речным с образованием низменной аллювиальной равнины и сети выработанных в тавдинской свите долин-депрессий преимущественно диагонального плана. На этом этапе (атлымское время рюпельского века) происходит накопление главным образом песчаных осадков, содержащих россыпные проявления минералов титана и циркония, с участием алевритов и тонкодисперсных пород (глин, алевропелитов). Климат становится умеренно теплым; на смену эоценовой субтропической растительности полтавского типа приходит еще достаточно теплолюбивая тургайская флора.

Во второй половине рюпельского века (новомихайловское время) устанавливается относительно спокойный тектонический режим, отмеченный формированием озерно-аллювиальной равнины, в обстановке которой накапливались алеврито-глинистые отложения при подчиненной роли песков и образовании линз болотных бурых углей (лигнитов).

Общее погружение площади листа и сопредельных территорий в позднем олигоцене привело к затоплению их туртасским озером-морем, в котором накапливалась глауконитсодержащая толща алевритов, глин, в том числе диатомовых, и местами диатомитов, а в прибрежной части формировались россыпи минералов титана и циркония. Бассейн седиментации был пресноводным или слабосоленатоводным, в максимум развития отличался значительными глубинами. Не исключена связь озера-моря (крупной лагуны?) с Полярным бассейном. В туртасское время на суше произрастала тургайская растительность, достигшая своего расцвета к середине позднего олигоцена (хаттский век).

На рубеже олигоцена и миоцена начинается инверсия тектонического режима, сопровождающаяся регрессией туртасского бассейна, оживлением денудационной деятельности по периферии региона, возобновлением эрозионно-абразионных процессов на площади листа. В абросимовское время здесь местами сохранялись крупные реликтовые (остаточные) водоемы, в которых продолжали накапливаться алевриты, подобные туртасским (зареченская пачка).

В конце абросимовского времени образовалась низменная озерно-аллювиальная равнина, в ритмичнопостроенном разрезе которой, наряду с алеврито-глинистыми осадками, существенная роль принадлежит пескам при незначительном участии угленосных литофаций (лигнитов). Условия

накопления абросимовской свиты сходны с таковыми для олигоценовой новомихайловской, но отличаются меньшей обводненностью территории, более активным режимом речной деятельности, меньшим объемом угленакпления. Размыв в обрамлении плиты, где проявился новый импульс воздымания, достиг, по-видимому, скальных пород, на что указывают находки к югу от площади листа галек и мелких валунов в базальных слоях абросимовской свиты. В абросимовское время (аквитанский и бурдигальский века) продолжает существовать тургайский тип растительности, но вместе с тем прогрессируют черты его увядания. По В. П. Никитину (1999 г.), в развитии растительности намечаются четыре флористических уровня (ляминский, екатерининский, васюганоярский, киреевский), отмечающих стадии деградации тургайской флоры с появлением первых неофитов, следов зарождения ландшафтной зональности на фоне постепенного ухудшения климата.

Рубеж туртасского и абросимовского времен принят в регионе за начало неотектонического этапа, хотя серьезных катаклизмов ни в палеонтологическом, ни в структурно-тектоническом аспектах не зафиксировано. Размыв на контакте туртасской и абросимовской свит сравнительно неглубокий, мощности их достаточно выдержаны. Обе свиты согласно подчиняются пологим тектоническим уклонам на крыльях крупных платформенных структур; сохраняется тенденция к относительному погружению области Иртышско-Обского субрегионального прогиба; не подтверждаются геологическими данными представления [168] о резкой активизации на этом рубеже тектонических движений в районе Сибирских Увалов. Вместе с тем структурный план кровли туртасской свиты существенно отличается от таковых по более древним горизонтам палеогена и верхнего мела, где положительные структуры представляют собой замкнутые антиклинальные складки разных порядков. По восстановленной кровле туртасской свиты они преобразованы в моноклинали, структурные ступени (террасы), мысы и носы. Процесс трансформации складчатых структур в однокрылые начался, по-видимому, еще на рубеже эоцена—олигодена, о чем свидетельствует структурный план кровли тавдинской свиты.

Следующий за абросимовским бещеульский (раннепелымский) этап, охвативший часть раннего и почти весь средний миоцен, стал временем резкой тектонической активности как в обрамлении плиты, так и в ее пределах, особенно на севере, включая территорию листа. Этот тектонический импульс вначале был сопряжен с весьма значительным понижением уровня Арктического бассейна, приведшим к глубокому врезу (до минус 70 м в Сосьвинско-Белогорском Приобье). Были выработаны широкие долины-депрессии, формирование которых сопровождалось накоплением аллювия.

Обилие мегакластов, в том числе обломков и глыб эоцен-олигоденовых пород, в основании пелымской толщи свидетельствует о высокой интенсивности эрозионных процессов. На этом этапе резко возросли высоты горного обрамления плиты, где началось зарождение горно-долинных ледников. На площади листа так же, как и в пределах всего региона, особенно на Севере, проявилась складчатость нагнетания в приповерхностной части осадочного чехла. В ядрах многочисленных шарьяжно-

диапировых складок были выведены на поверхность верхнемеловые и палеогеновые глинистые и кремнистые породы. Интенсивный размыв последних способствовал переотложению материала диатомитов и опок во всех литофациях пелымской толщи. В конце раннепелымского времени откладывались более тонкие пески, переслаивающиеся с алевролитами и глинами.

Позднепелымское (таволжанское, ишимское) время характеризуется повышением базиса эрозии при снижении тектонической активности и озерной трансгрессией. В крупном озерном бассейне накапливались алевролиты и алевропелиты, в том числе диатомовые, верхней пачки пелымской толщи. Пелымский (бещеульско-таволжанский) литоцикл не нашел своего отражения в современном рельефе вследствие последовавшего размыва. Толща почти везде перекрыта более молодыми осадками. В пределах пьедмонта Урала ее аналоги (мань-няйская свита и др.) [34] отмечаются в интервале абс. отм. 300—420 м, что косвенно свидетельствует о высоком гипсометрическом положении миоценовой поверхности выравнивания.

Пелымская толща накапливалась в условиях семиаридного климата лесостепной зоны с относительно продолжительными зимами (Никитин, 1984 г.), когда морозы достигали 15—20 °С. Процесс преобразования тургайской флоры в связи с прогрессирующим похолоданием и иссушением климата к концу миоцена был фактически завершен, а ландшафтная зональность в регионе начала обретать более четкое выражение.

На вторую половину позднего миоцена приходится второй более интенсивный импульс тектонической активности новейшего этапа. На площади листа, как и на юге региона, деградирует пелымский (таволжанский) озерный бассейн. Общий характер площадной регрессии поступательно сменяется интенсивной речной деятельностью и заложением предпавлодарских (предкеушкинских) эрозионных врезов, сопоставимых по амплитуде с раннемиоценовыми. В южных районах Западно-Сибирской плиты формируется своеобразный («гусиноперелетский») аллювий. На севере региона этот процесс запаздывает, и формирование широких (предкеушкинских) относительно плоскодонных долин-депрессий с накоплением базальных песков, супесей и галечников кеушкинской толщи завершается на рубеже миоцена. В пределах площади листа тальвеги этих долин (с юга на север) фиксируются на глубине от 40—50 до 120—130 м ниже современного у. м.

В дальнейшем повышение базиса эрозии привело к обширной (ямальской) ледово-морской трансгрессии Арктического бассейна на севере Западной Сибири. На территории листа в раннем плиоцене (новостаничное время) существовало крупное существенно опресненное озеро-море (лагуна), сообщавшееся с открытым ледовитым бассейном, где накапливались в основном содержащие морскую фауну диамиктоны с подчиненным участием глин, алевролитов, реже песков (новопортовская и большеобская толщи). Диамиктоны и ленточные глины кеушкинской толщи района формировались в условиях лагунной сублиторали и нижней литорали на глубинах, допускавших дрейф плавучих льдин и мелких айсбергов.

Павлодарско-новостаничный цикл не имел своего завершения в современном рельефе. На это время приходится окончательное становление

ландшафтной зональности. Изменение палиноспектров снизу вверх по разрезу кеушкинской толщи района отражает переход от существенно лесных ландшафтов на суше в начале этапа к существенно травянистым («холодным» или ксерофитным) и редколесным. Подобная тенденция отмечена (Никитин, 1984, 1999 гг.) для павлодарско-новостаничного этапа на юге Западной Сибири.

К рубежу раннего и среднего плиоцена приурочен наиболее интенсивный за весь новейший этап эрозионный разрыв, обусловленный резким снижением базиса эрозии (до минус 300–370 м на севере региона и 150–170 м на площади листа), усиленный воздыманием горного обрамления. Сформировались глубокие террасированные речные долины, на цокольных ступенях которых образовался покров аллювия, оказавшегося впоследствии базальными слоями мощного (до 220 м) горкинско-карымкарско-хантымужинского литоцикла Сосьвинско-Белогорского Приобья. Регрессивной фазе максимального вреза сопутствовал очередной импульс проявления складчатости нагнетания, процессов диапиризма и вывода на поверхность доплиоценовых пород. Кеушкинская толща, сохранившаяся лишь в прибортовых частях переуглубленных прадолин предшествующей генерации, была также местами подвергнута интенсивным дислокациям.

Со сменой знака тектоно-эвстатических движений на обратный выработанные долины были погребены осадками «максимальной» ледово-морской трансгрессии (второй ямальской). Ингрессионная фаза отмечена значительной интенсивностью абразионных процессов, возраставшей в проксимальных направлениях по мере повышения тальвегов переуглублений. Об этом свидетельствуют (с севера на юг) сокращение мощности речных и увеличение доли шtrandовых образований в низах мыскаменской и горкинской толщ. Последняя, представленная на площади листа супесчано-суглинистыми диамиктонами с подчиненным участием прослоев и линз песчаных, алевроито-глинистых, шtrandовых литофаций, накапливалась в обстановке сублиторали существенно опресненного озера-моря (лагуны). Через пролив в Сибирских Увалах, существовавший на месте переуглублений прадолины Оби, бассейн соединялся с открытым морем. Сибирские Увалы, их западное продолжение (Сосьвинско-Белогорская возвышенность) занимали достаточно высокое гипсометрическое положение, отличались значительно большей шириной, чем в современных очертаниях, и служили на этом этапе трансгрессии барьерной зоной, разделявшей бассейны.

В карымкарское время (поздний плиоцен) уровень моря продолжал возрастать, испытывая периодически заметные колебания. Этот факт удостоверяется [42 и др.] ритмичным строением карымкарской и тиутейяхской толщ над повышенными элементами погребенного рельефа как на площади листа, так и вблизи обрамления. Он выражен чередованием пластов суглинисто-супесчаных диамиктонов с пачками переслаивающихся песков, супесей и суглинков.

К концу позднего плиоцена трансгрессия достигла своего максимума. По разным оценкам, уровень моря находился на высоте 300–360 м относительно современного, а влияние его сказывалось до предгорий Алтая и подножия Тянь-Шаня (Ковальский, 1967 г.; Генералов, 1975 г.). Урал

представлял собой горное сооружение, в пределах которого происходил рост ледников. Бассейн характеризовался активным ледовым режимом с обильным разносом грубообломочного и песчано-илистого материала, в том числе и ледникового происхождения.

Рубеж плиоцена и плейстоцена ознаменовался кратковременным понижением уровня моря. На площади листа ему отвечает накопление прибрежно-морских песков в основании ханты-мужинской толщи, завершающей литоцикл максимальной трансгрессии. В трансгрессивную фазу морской бассейн, по-видимому, не достигал максимума, но был достаточно глубоководным, близким к нормальносоленому, обеспечивающим развитие фауны планктонных глобигерин и остракод. На площади листа происходило накопление глин и диамиктонов с прослоями песков и алевроитов.

Вторая половина эоплейстоцена характеризуется крупным тектоно-эвстатическим понижением базиса денудации и обширной регрессией ханты-мужинского морского бассейна. В ходе регрессии происходило накопление прибрежно-морских песков мужинской (сабунской по И. Л. Кузину, 1970 г.) толщи в пределах наиболее высоких современных между-речий, аллювиально-морских песков и алевроитов сорюнтайской свиты в переуглубленной прадолине Оби, песчаного аллювия в основании полуйской свиты на крайнем севере региона, базальных горизонтов, представленных «мореноподобными» брекчией и конгломератом с песчано-глинистым цементом, а также гравийно-галечно-валунным материалом в основании казымской свиты на площади листа Р-42.

На начальном этапе регрессии сформировалась наиболее высокая в современном рельефе поверхность выравнивания — прибрежно-морская равнина, абсолютные отметки которой в районе составляют 150–250 м, а в сторону горного обрамления возрастают до 300–330 м. Равнина (седьмой геоморфологический уровень) осложнена промежуточными (регрессивными) ступенями, отражающими фазы относительно стабильного положения береговой линии моря или кратковременного повышения его уровня на фоне общей регрессии.

На рубеже раннего и позднего эоплейстоцена на севере региона началась так называемая салемальская трансгрессия, с развитием которой образовавшиеся в конце предшествующего регрессивного этапа эрозионные (предсорюнтайские, предполуйские) врезы были выполнены аллювиально-морскими отложениями сорюнтайской и салемальской свит. Последняя включает верхнеполуйские, казымские и салехардские (салемальские) слои прадолин притоков Оби, Пура, Таза и др. Сорюнтайско-салемальский (полуйско-салехардский) литоцикл в последнее время рассматривается [278, 279] как субцикл, завершающий трансгрессивно-регрессивный формационный ряд эпохи ямальской трансгрессии. Он не выражен в дневном рельефе вследствие последующих размывов.

Судя по гипсометрическому положению кровли салемальской свиты, литолого-фациальному составу и характеру его смены в вертикальном разрезе последней, уровень моря в максимум трансгрессии был близок к современному или ненамного превышал его. В отдельные этапы своего развития бассейн имел нормальную соленость, о чем свидетельствует

морская фауна, а также активный ледовый режим с обильным разносом илисто-обломочного и грубообломочного материала. На площади листа прадолины Оби и Казыма были заняты акваториями типа эстуариев с пониженной соленостью вод, в которых накапливались пески, алевроиты с прослоями глин, супеси и суглинки с рассеянными мегакластами (диамиктоны) казымской свиты.

В конце кочковского времени (вторая половина позднего эоплейстоцена) мелкоколебательный режим салемальского бассейна завершился относительно крупным импульсом понижения базиса эрозии и выработкой глубоких (до минус 90–100 м) эрозионных врезов, сопровождаемых накоплением базальных песков с мегакластами в основании няганьской свиты. Повышение уровня моря обусловило накопление на севере площади листа аллювиально-эстуарных песков с прослоями супесей и суглинков нижней пачки свиты и диамиктонов (лимномариния) верхней (уже в условиях ледовитой лагуны), на юге — тождественной по составу и строению ритмопары яглинской толщи. Нижнюю пачку няганьской свиты В. А. Зубаков [95] выделил под названием «лабытнангские межстадиальные слои», верхнюю, содержащую фауну двустворок и фораминифер, — как «ангальские ледниковые слои». По С. А. Архипову (1994 г.), это — соответственно «корчагинский аллювий» и «тазовская морена». Эрозионная кровля осадочного ритма фиксируется на площади листа, как правило, ниже уровня моря.

В ранне-среднечетвертичное время еще дважды чередовались довольно длительные этапы эрозии и аккумуляции, запечатленные в крупноциклическом строении комплекса осадков иртышско-белогорской серии. Начало неоплейстоцена связано с регрессией салемальско-няганьского морского бассейна на севере региона и энергичным (предталагайкинским) врезом гидросети современного плана, связанным с новым импульсом тектоно-эвстатических поднятий и снижением базиса эрозии. На этом этапе произошло формирование хорошо разработанных широких и глубоких долин, переуглубленных в пределах площади листа от минус 20–30 м (на широте устья Иртыша) до минус 40–50 м и, вероятно, более (в низовьях Казыма), а к водоразделам их тальвеги повышаются до 0–35 м над у. м. и более. К концу талагайкинского времени формирование преимущественно песчаного аллювия, сменившего перстративный характер накопления на констративный, было завершено. Начало шайтанского времени отмечено сменой знака тектоно-эвстатических движений и марресальской трансгрессией на севере Западной Сибири, носившей на первом этапе характер ингрессии. На территории листа образовался крупный пресноводный бассейн типа эстуария, в котором шло накопление преимущественно ленточных глин с незначительным привносом песков и алевроитов. В конце семейкинского времени уже сказывалось, по-видимому, проявление ледового фактора, с которым связана седиментация структурных глин и суглинков с редким рассеянным гравийно-галечным материалом.

Начало второй половины шайтанского времени ознаменовалось обмелением озерного бассейна, частичным площадным размывом кровли семейкинской свиты и накоплением прибрежно-лагунных песков нижних

пачек халапантской свиты на севере площади листа и пельтыпской — на юге. Дальнейшее повышение базиса эрозии и развитие марресальской трансгрессии привели здесь к образованию ледовитого пресноводного озера-моря (крупной лагуны), береговая линия которого в максимальную фазу достигала абс. отм. 145–150 м. Бассейн отличался активным ледовым режимом, который способствовал преимущественному накоплению глинисто-суглинистых и супесчаных диамиктонов в составе халапантской и пельтыпской свит. Прослой суглинков, супесей, алевроитов и песков, не содержащих грубообломочный материал, имели явно подчиненное значение.

В конце раннего неоплейстоцена понижение базиса эрозии вывело на поверхность обширную прибрежно-лагунную равнину (шестой геоморфологический уровень) с покровом песков халасинской и вынтъинской толщ, осложненную ступенями регрессивного ряда в диапазоне 115–150 м над современным уровнем моря. По мере углубления регрессии в течение тобольского времени среднего неоплейстоцена были выработаны широкие долины, выполненные аллювием и лимноаллювием чембакчинской (тобольской) и кормужиханской свит. В первой из них большая доля осадков приходится на соровые литофации, во второй — на констративный аллювий (в наиболее глубоких врезках).

Тектоно-эвстатическое повышение уровня моря на севере региона в самаровское время привело к образованию последнего из ледовитых ямальских морских бассейнов. На площади листа ему отвечало сильно опресненное или пресноводное озеро-море (лагуна), в котором накапливались суглинки, супеси и глины с мегакластами (диамиктоны), местами — ленточные глины при незначительном участии «безвалунных» связных пород и песков в составе белогорской и чурымской свит. О гидрохимическом и температурном режиме вод озера-моря на юге площади листа свидетельствует холодолюбивая фауна остракод, выносящих небольшую соленость, из чурымских ленточных глин и диамиктонов.

В ширтинское время началось обмеление самаровского бассейна, обусловленное очередным тектоно-эвстатическим снижением базиса эрозии и площадной регрессией на севере региона, продолжавшейся почти до конца среднего неоплейстоцена, когда характер ее поступательно трансформировался в преимущественно линейный. На юге территории листа шло накопление песков, алевроитов, супесей и суглинков в составе лимноаллювия сузгунской свиты и песков с включениями мегакластов кальчинской толщи (пачки), на севере — регрессивных песков с прослоями супесей и суглинков, включениями мегакластов аллювиолимния надымской толщи. С завершением этой фазы в развитии регрессии сформировалась широкая ступенчатая равнина (пятый геоморфологический уровень) высотой 85–110 (до 115) м над современным уровнем моря. Днища верхних отрезков водотоков средних и малых долин, выработанные на предыдущем этапе и «открывающиеся» на эту равнину, представляют собой наиболее древнюю (продольную) ступень комплекса террас речного происхождения. В регионе она коррелируется с «уфимской» террасой Зауралья и синхронными последней элементами речных долин вдоль обрамления.

Все «ямальские» бассейны, существовавшие на площади листа после максимальной трансгрессии в эоплейстоцене, раннем и среднем неоплейстоцене, начиная с салемальского (казымского), так же, как и павлодарско-новостаничный (первый ямальский), временами отличались активным ледовым режимом и были сильно опресненными или пресноводными. Основная причина заключается в затрудненности связей с открытыми морями на севере региона благодаря барьерной зоне Сибирских Увалов и обильному речному стоку с горного обрамления региона на юге и юго-востоке.

Амплитуды колебаний уровня моря были значительно меньшими, чем в конце миоцена и плиоцена, и при этом убывающими во времени. Тем не менее они обеспечивали довольно резкую разницу геостатического давления над водоразделами и врезами в конце регрессивных и начале трансгрессивных этапов, на которые приходится наибольшая активность вторичной складчатости нагнетания, роста диапиров, мелких внутричехольных приповерхностных складок и разрывных нарушений. Она усиливалась за счет проявления горизонтальных подвижек фундамента плиты с образованием сдвигов, надвигов, раздвигов, шарьяжей, транслируемых вверх по вертикали осадочного чехла плиты и обуславливающих его слоенность [45, 123 и др.] со смещением зон разрывных нарушений.

Этапы проявления складчатости нагнетания, нередко сопряженные с экзотектоническими нарушениями, нашли свое отражение в пликативных и дизъюнктивных дислокациях эоплейстоцен-среднеоплейстоценовых рельефообразующих осадочных циклов. В последнем из них (тобольско-самаровском) эти дислокации уже почти не выражены.

В рельефе междуречных равнин на этом этапе приповерхностная складчатость нагнетания выявляется на дистанционной основе в виде линейментов гидросети и ландшафта, параллельногрядового рельефа, кольцевых и дугообразных структур разного диаметра (предполагаемых «просвечивающих» куполов диапиров, диапировых «шляп» более крупных складок). Вместе с тем она практически не выражена в деформациях дневной поверхности равнин или заметном изменении их гипсометрии.

До наступления в конце раннего миоцена крупных эвстатических колебаний уровня океана, как главного базиса денудации, резкие изменения климата во времени по палеонтологическим данным не отмечаются. Уже в пельмское (бещеульско-таволжанское) время климат эволюционировал в сторону иссушения и похолодания, а на рубеже поздний–средний плиоцен проявилась широтная зональность. Судя по составу и облику микрофауны (Гудина, 1986 г.), обитавшей в водах ледовитого морского бассейна времени первой (кеушкинской, новопортовской) новейшей трансгрессии, температура среды была умеренно холодной, а на площади листа, как уже отмечалось выше, произрастала южно- и среднетаежная растительность в обстановке умеренно прохладного климата. Первые резкие похолодания приходится на конец позднего плиоцена, рубеж эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена (конец кочковского времени) и связаны с начальными фазами регрессий. Последнее из них восстанавливается (Волкова, 1980 г. и др.) для юга Западной Сибири, где существовали ландшафты, близкие к

современной северной лесотундре. Чередование похолоданий и потеплений, свойственных новейшему этапу в раннем и среднем неоплейстоцене, фиксируется на площади листа по семенным флорам и палинологическим данным как на севере, так и на юге. При этом наиболее благоприятный климат с признаками гумидности характеризует максимальные фазы трансгрессий, когда бассейны отличались наиболее активным ледовым режимом, а в горном обрамлении северных районов отмечался [42] рост ледников (вплоть до сетчатого оледенения).

Конец среднего неоплейстоцена—голоцен ознаменовались регрессией последнего из ямальских бассейнов, на общем фоне которой происходили более мелкие колебательные движения в гипсометрическом интервале от минус 20 до плюс 85 м. В это время произошло формирование лестницы «бассейновых» (озерно-аллювиальных) террас и сопряженных с ними долинных ступеней.

В долинах крупных и средних рек насчитывается до четырех цикловых надпойменных террасовых уровней. Три верхние из них (озерно-аллювиальные) осложнены дополнительными регрессивными подуровнями и формировались в два этапа. Первый из них характеризуется понижением базиса эрозии и формированием речного аллювия, второй — повышением его в результате ингрессий на севере и обводнением территории с образованием бассейнов типа лагун, лиманов, озерно-аллювиальных разливов. Первая надпойменная терраса (сартанское время—голоцен) сформировалась в типично речной среде и представлена всеми литофациями аллювия, характерными для равнин умеренного пояса.

Климатическая обстановка в конце среднего неоплейстоцена-голоцене отличается резкими колебаниями, сменой потеплений (казанцевское и каргинское время) и похолоданий (ермаковское и сартанское время). В «теплые» фазы климат был несколько благоприятнее современного, в холодные — суровее. Согласно палинологическим данным, в первом случае ландшафтные зоны смещались к северу, во втором — к югу относительно их современного положения. В обрамлении равнин, в частности на Урале, развивались и деградировали горно-долинные ледники, достигавшие временами (ермаковское время) в приполярных районах стадии сетчатых. Развиваемая некоторыми исследователями в 1970–1990 гг. идея позднеплейстоценового покровного оледенения с центром на Карском шельфе противоречит геологическим данным: в частности, ни на поверхности, ни в коррелятных осадках синхронного гипотетическому ледниковому покрову комплекса террас (следы его влияния) и факта существования последних на севере региона не обнаружено.

В голоцене на площади листа сформировались пойменные террасы (до трех уровней у крупных рек), торфяники на поверхности надпойменных террас и водораздельных равнин, криогенные и термокарстовые формы рельефа и их сочетания. Криоморфогенез продолжается здесь и в настоящее время.

Формирование криолитозоны на севере региона началось не позднее конца раннего плиоцена. Мощность мерзлых пород на площади листа достигает 350–400 м, а влияние многолетней мерзлоты на характер

геологических процессов в приповерхностном слое платформенного чехла (до глубины не менее 450 м) в ходе эволюции на протяжении плиоцена—квартера существенно отражалось на осадконакоплении, дислоцированности слоев, особенностях гидрогеологического режима и теплового поля недр, формировании палео- и современного рельефа.

Вышеизложенные представления о характере и последовательности геолого-палеогеографических событий в позднем кайнозое на площади листа и смежных территориях вытекают из анализа типов разреза, условий осадконакопления сложнопостроенного новейшего литокомплекса. Они основаны на ведущей роли в рассматриваемый период тектоно-эвстатических колебаний базиса эрозии, обусловивших смену трансгрессий и регрессий и как следствие — этапность геологической эволюции развития рельефа и изменений палеогеографических условий. Обосновывающие эти представления материалы получены при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на территории [260, 287, 298, 309 и др.] и в пределах крайнего севера Западной Сибири и подготовке их к изданию по требованиям к Госгеолкарте-200 второго поколения [55—59 и др.], а также из обобщенных данных при составлении Легенды Тюменско-Салехардской подсерии листов Госгеолкарты-200 (второе поколение) под редакцией Б. Ф. Костюка [279], положенной в основу Легенды Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3 [278].

Альтернативная концепция, традиционно основанная на региональной гляциалистической гипотезе, усматривает главную причину колебаний базиса эрозии в гляциоизостазии, проявлявшейся благодаря периодическому воздействию на севере региона мощных ледниковых покровов и их последующей деградации. Ледниковый фактор и его динамика призваны объяснить особенности новейшей осадочной формации региона, развития природной среды, климата и т. д. (В. А. Зубаков [95], С. А. Архипов [6, 142], Ю. Ф. Захаров [88—90], Б. В. Рыжов, 1974 г. и другие исследователи).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь листа относится к центральной области Западно-Сибирской аккумулятивной равнины. Контрастность современного рельефа определяется здесь диапазоном абс. выс. 9–250 м, достигая максимальной вертикальной амплитуды (до 240 м) на отрезке нижнего течения Оби. В границах Югано-Иртышского СФцР она не превышает 80–100 м.

Основные черты строения рельефа предопределены геологической структурой и характером проявления новейших тектонических движений. Сравнительный анализ Неотектонической и Геоморфологической схем свидетельствует о весьма сложных соотношениях макрорельефа района с современным структурным планом. Главные орографические элементы — водоразделы и долинные депрессии Оби и Иртыша — на значительной части площади листа представляют пример «инверсии» по отношению к надпорядковым и даже субрегиональным новейшим структурам. Неунаследованными в морфоструктуре территории полностью или частично являются: Надым-Тазовская крупная впадина с Надымской ступенью; Среднеобская синеклиза на фрагментах структур I порядка таких, как Ляминская впадина, Усть-Иртышский структурный нос, Шаимский выступ, Хантымансийская впадина; Нижнеобская структурная ступень на участках Краснolenинского структурного мыса и Верхнеполуйско-Казымской моноклинали. Им отвечают крупные ареалы инверсионного (т. е. обращенного или полуобращенного) дневного рельефа.

Вместе с тем в морфоструктурном плане площади листа отчетливо выражены положительные морфоструктуры: Белогорский Материк (над Сосьвинско-Белогорской ступенью), гряда Сибирских Увалов (над Нумтинской седловиной), Казымский Материк (над Верхнеполуйско-Казымской моноклиналию); отрицательные морфоструктуры: Иртышская долинная депрессия и восточный отрезок Обской долинной депрессии (над Хантымансийской впадиной).

Междуречные «гряды-блоки» [131, 276 и др.] и разделяющие их долины более мелких порядков так же, как и некоторые крупные «материки» (Тобольский, Ляминский и др.), не находят достаточного отражения в морфоструктуре, обусловленной дифференцированным характером проявления новейших тектонических деформаций. При этом «штамповые» тектонические движения чехла, большая часть амплитуд которых приходится на доплиоценовое время, по мнению многих исследователей региона [35, 38, 130, 131 и др.], оказали свое влияние на формирование современного рельефа лишь в самых общих чертах. Это положение справедливо, на

наш взгляд, и в отношении молодой вторичной складчатости нагнетания, которая не отражена, за исключением мелкоамплитудного параллельно-грядового рельефа, ни в деформациях дневной поверхности, ни в изменении ее гипсометрического положения. Автор разделяет точку зрения [37, 44] о том, что древние и молодые (вторичные) складчатые структуры были «срезаны» в регрессивные фазы плиоцен-плейстоценовых морфолитоциклов в результате интенсивной эрозионно-абразионной деятельности. Поверхность таких «срезов» отчетливо фиксируется в обрывах Белогорского Материка, в частности вскрывших известную зону Малоатлымских дислокаций. Альтернативная позиция о рельефообразующей роли приповерхностной внутривулканской складчатости, в том числе диапиров, на примере формирования приподнятых (свыше 250 м абс. выс.) участков «сабунской» («мужинской») морской равнины занята И. Л. Кузиным [130 и др.].

Вместе с тем молодые дифференцированные структурообразующие движения, заметно не проявляя себя на поверхности рельефа района в облике ее деформаций, несомненно контролируют характер и интенсивность современных денудационных и аккумулятивных процессов. Участки с тенденцией к поднятиям (правобережье низовьев Казыма, Белогорский Материк и др.) выделяются наибольшей интенсивностью расчленения за счет развития коротких систем разветвленной густой сети водотоков высоких порядков, балок, оврагов и т. п. Участки с тенденцией к относительным опусканиям, напротив, характеризуются сравнительно слабой глубиной и густотой расчленения, вялопротекающими процессами эрозии в долинах, плоскостной денудацией на междуречьях, интенсивным заболачиванием и торфонакоплением, а также рядом других признаков, наиболее присущих в частности области субрегиональной структуры — Иртышско-Обского прогиба.

Современное положение долинных депрессий Оби, Иртыша, их наиболее крупных притоков, согласно существующим структурным и палеотектоническим построениям, сопряжено с разрывными нарушениями (тектоническими линеаментами) платформенного чехла. Последние носят, по всей вероятности, сквозной характер и контролируются долгоживущими разломами фундамента. Такой вывод делается на основании сопоставления результатов дешифрирования дистанционных основ и геофизических данных.

Главной особенностью поверхности современного рельефа площади листа так же, как и всего региона, является ее ярусность, обусловленная цикличностью процессов молодого морфолитогенеза. Последняя выражена в рельефе системой нисходящих четвертичных геоморфологических уровней (равнин и террас), начиная от наиболее высокого яруса междуречий и кончая пойменной террасой. Однопорядковые цикловые уровни объединяются в единые разновозрастные поверхности выравнивания, каждой из которых отвечает индивидуальный тип коррелятивных (рельефообразующих) осадочных образований, определенные морфологические особенности, характер проявления и интенсивность современных экзогенных процессов.

Многие исследователи [74, 176, 205] связывают природу ярусности рельефа района с изостазией или климатическими колебаниями базиса денудации, что нашло свое отражение в целом ряде опубликованных специальных карт и схем. Альтернативная концепция [35, 48, 64, 131 и др.], основанная в регионе на материалах геологосъемочных работ за последние 40 лет, рассматривает ступенчатость поверхности рельефа как результат тектоно-эвстатических колебаний уровня Мирового океана. На севере Западной Сибири они проявились в новейшее время неоднократной сменой трансгрессий и регрессий Арктического бассейна. Ярусность рельефа — важнейший критерий, принятый нами за основу геоморфологического районирования площади листа. Следует отметить, что в разные периоды, в зависимости от детальности изучения, здесь выделялось неодинаковое количество (от четырех до семи, включая пойму) цикловых ступеней; предметом обсуждения служил и возраст последних. К настоящему времени достоверно установлены семь основных геоморфологических уровней разного порядка, включая пойменный, разделенных уступами и моделированных (каждый) внутрiformационными (субрегионального развития) террасами регрессивного ряда. Они осложнены насаженными (положительными) и выработанными (отрицательными) элементами морфоскульптуры — формами рельефа, образующими вторичные неровности. Формирование последних не связано с главным базисом денудации и обязано различным рельефообразующим агентам, осуществляющим местное перераспределение приповерхностных осадков. К линейным формам рельефа условно отнесены наклонные грани рельефа — уступы террас и равнин, а также склоны долин, наиболее контрастные по вертикальной амплитуде.

Ступенчатость современного рельефа, обусловленная тектоно-эвстатикой, представляет собой систему, альтернативную морфоструктуре в принятом понимании, поскольку существенно искажает и моделирует морфоструктурный план площади листа, подготовленный дифференцированным проявлением молодой «штамповой» тектоники и вторичной («внутричехольной») складчатости нагнетания. С этой позиции, перечисленные выше инверсионные фрагменты обращенного и полуобращенного рельефа можно рассматривать в качестве новообразованных (бескорневых) элементов морфоструктуры территории.

Геоморфологическая схема масштаба 1:2 500 000 (рис. 17) составлена по историко-генетическому принципу. Генезис геоморфологических уровней показан цветом, возраст — оттенками цвета и индексами. Внемасштабными и масштабными знаками обозначены соответственно одиночные и ареальные формы (группы форм) рельефа. Генезис и возраст геоморфологических уровней приняты в соответствии с таковыми для коррелятных, собственно рельефообразующих отложений. Цикловые ступени рельефа, по соотношению участия главных факторов (денудации и аккумуляции) формирования, определяющему типы строения террас и равнин, подразделяются на аккумулятивные, эрозионно- и абразионно-аккумулятивные (цокольные). По происхождению они относятся к категориям морского, озерно-морского (лагунного), озерно-аллювиального и аллювиального

рельефа. Ниже приводится характеристика основных генетических возрастных категорий рельефа площади листа.

Морской рельеф представлен верхней ступенью междуречной равнины, расположенной вдоль главной водораздельной линии площади листа и отождествляемой с так называемой «барьерной зоной».

Эоплейстоценовая морская равнина седьмого уровня (7Q_E) распространена в пределах Белогорского Материка и широтной гряды Сибирских Увалов в виде «архипелага» абразионных останцов различных формы и размеров. Наиболее крупные (до 1000–1200 км²) сосредоточены в западной половине площади листа. Самые мелкие (до 4 км²) останцы на схеме не показаны, за исключением участков, где они объединены в цепочки, выделяющиеся в масштабе. Группа отдельных мелких останцов равнины установлена на междуречье Обь–Конда.

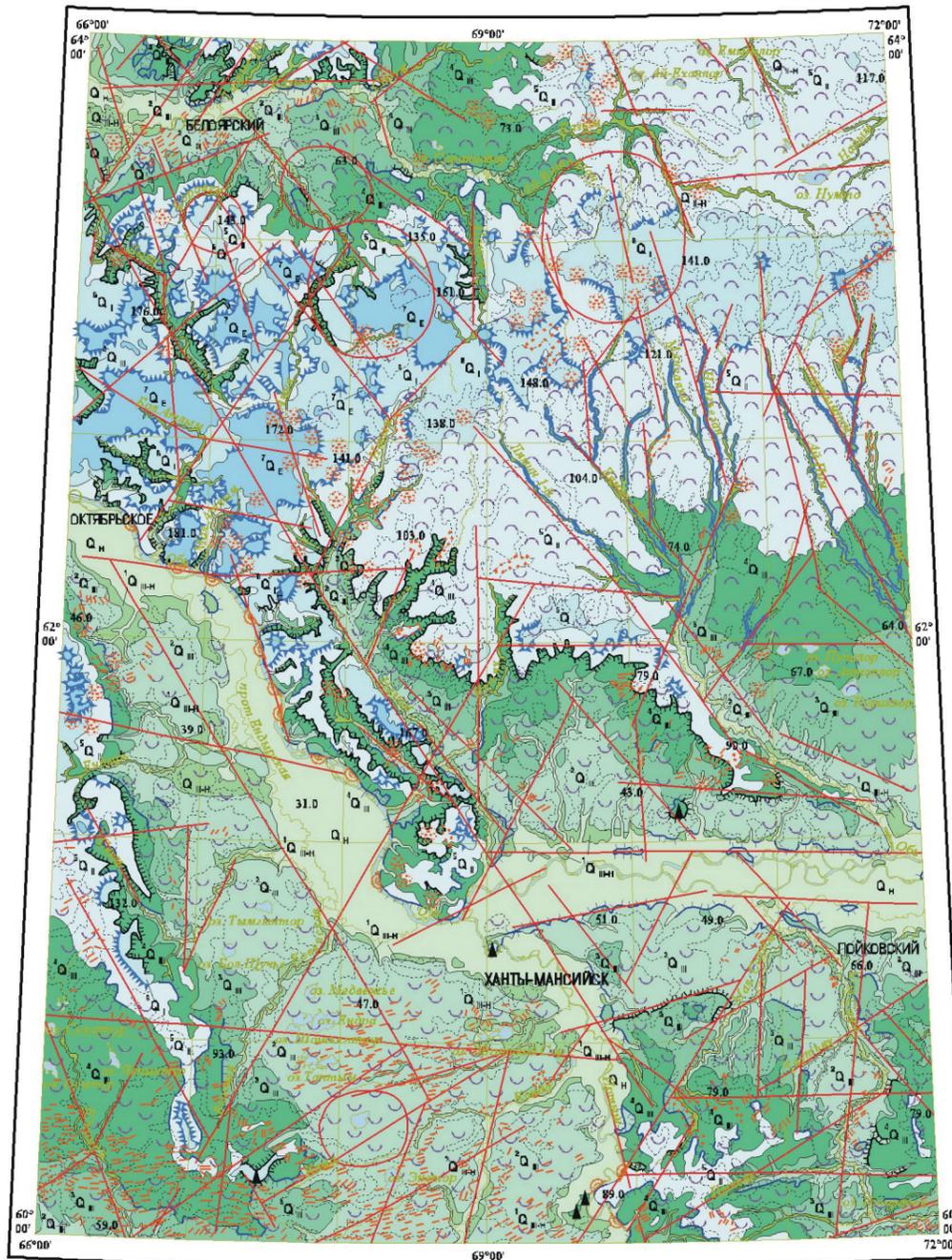
Рельефообразующие отложения представлены мужинской толщей регрессивных (прибрежно-морских) песков эоплейстоценового возраста. Они с площадным размывом опираются на ханты-мужинскую толщу, завершающую литоцикл максимальной плиоцен-эоплейстоценовой трансгрессии. За пределами распространения последней мужинские пески залегают непосредственно на дислоцированных миоцен-палеогеновых породах. При этом подошва песков, являясь поверхностью размыва, срезает складки нагнетания и купола глинистых диапиров. По типу строения разреза коррелятивных осадков равнина является абразионно-аккумулятивной.

Абсолютные отметки равнины составляют 150–250 м. Восстановленная (по останцам) поверхность выравнивания на междуречье Обь–Казым снижается главным образом в северном, северо-восточном и восточном направлениях, испытывая при этом дополнительную ступенчатость в виде наклоненных площадок, разделенных выположенными, реже четкими уступами (5–10 м).

В восточной части Сибирских Увалов наблюдаются редкие отдельные останцы небольших размеров (до 7 × 5 км) с плоско-выпуклым поперечным профилем «усеченного купола». Высота их составляет 150–165 м над у. м. Уступы, отделяющие останцы от «базовой» равнины шестого уровня, не превышают 10, редко 15 м, обычно они выположенные, иногда четкие. Поверхность привершинной части таких останцов местами бронирована гравийно-галечно-валунным материалом (перлювием), напоминая каменные мостовые. Мощность горизонта, обогащенного грубообломочным материалом, достигает местами 2–3 м.

Поверхность равнины хорошо дренирована. Неровности мезорельефа носят в основном первичный характер, являясь результатом волноприбойной деятельности рельефообразующего бассейна. Среди первичных неровностей выделяются отдельные песчаные гряды (длиной до 5–10 км, шириной до 4–5 км, высотой до 5–10 м) первоначально, по-видимому, абразионного происхождения. Облик их поверхности выражен положительной и отрицательной эоловой морфоскульптурой. В ориентации таких гряд определенной закономерности не прослеживается.

Из насаженных форм рельефа встречаются группы невысоких бугров эолового происхождения и переважаемых песков, развитых на безлесных участках с разреженным или отсутствующим растительным покровом.



км 25 0 25 50 75 км
в 1 сантиметре 25 километров

Рис. 17. Геоморфологическая схема. Составил Ю. П. Черепанов.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОСТРУКТУРЫ				ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ (формы и элементы рельефа)		
Тип строения. Процессы формирования	Генезис	Возраст рельефа (обозначен цветом и индексом)	Краткая характеристика цикловых геоморфологических уровней (основных ступеней рельефа)	Морфографическая позиция		
Аккумулятивный	аллювиальный	Q _н	Комплекс террас нерасчлененный, относительная высота до 10 м	Террасовый комплекс долин		Эрозионные береговые обрывы
		Q _н	Пойменная терраса; относительная высота до 10 м			Денудационно-эрозионные уступы
		Q _н ¹	Первая надпойменная терраса; относительная высота до 12 м			Абразионные уступы
Эрозионно-аккумулятивный (покольный)	озерно-аллювиальный	Q _н ²	Вторая надпойменная терраса; абс. отметки 31-45 (до 50) м; отн. высота 15-30 м			Береговые валы ("дамбы")
		Q _н ³	Третья надпойменная терраса; абс. отметки 40-60 (до 63) м; отн. высота 30-50 м			Денудационные останцы
		Q _н ⁴	Четвертая надпойменная терраса; абс. отметки 60-80 м; отн. высота 40-75 м			Оползни
Абразионно-аккумулятивный (покольный)	озерно-морской	Q _н ⁵	Равнина пятого уровня; абс. отм. 85-110 (до 115) м		Криогенный бутристо-западинный рельеф	
		Q _н ⁶	Равнина шестого уровня; абс. отметки 115-145 (до 150) м		Криогенный западинный рельеф	
		Q _н ⁷	Равнина седьмого уровня; абс. отметки 150-250 м		Эоловые бутристые пески	
Комплекс ступеней водораздельной равнины	морской				Эоловые грядовые пески	
					Эрозионно-криогенно-тектонический параллельно-грядовый рельеф	
					Линеаменты гидросети и ландшафта, обусловленные трещиноватостью (платарной и тектонической) субстрата	
					Кольцевые линеаменты ("структуры"), предположительно обусловленные внутричехольной складчатостью "нагнетания"	
					Геоморфологические границы: а) достоверные; б) предполагаемые	
					Морфологические границы	

В понижениях поверхности встречаются термокарстовые заболоченные западины до 2–3 км длиной. Положительные формы криогенного происхождения распространения на поверхности равнины не получили, не установлены.

На северо-западе территории поверхность равнины осложнена мало-контрастным параллельногрядовым рельефом. Ширина отдельных полос гряд достигает 15–20 км. В ориентации гряд преобладают диагональные направления, реже встречаются дугообразные и ортогональные. Высота гряд над межгрядовыми понижениями не превышает 0,5–1 м, ширина достигает сотен метров при длине до нескольких километров. Механизм формирования параллельногрядового (ложбинного) рельефа подробно рассмотрен в работах Ю. Ф. Захарова [92], П. П. Генералова [39], Р. Б. Крапивнера [123], И. Л. Кузина [130] и других исследователей. По И. Л. Кузину, он имеет «эрозионно-мерзлотно-тектоническое» происхождение.

Раннеплейстоценовая озерно-морская (лагунная) равнина шестого уровня (6Q_1) наиболее широко распространена в пределах Белогорского Материка и Сибирских Увалов, где окаймляет останцы «мужинской» морской равнины. Довольно крупные по размерам фрагменты ее сохранились от размыва на юго-западе площади листа, на междуречье Назым–Лямин и правобережье Казыма.

Равнина испытывает небольшой наклон в сторону долин крупных рек. Абсолютные отметки поверхности — от 145–150 до 115–120 м. Они распределены по серии субгоризонтальных площадок высотой 145–140, 135–130, 126–120 м, разделенных обычно выположенными, иногда четкими уступами (высотой 4–5 м). Площадки интервалов 145–150 и 115–120 м наклонены круче, приходятся на перегибы поверхности и являются переходными к смежным по возрасту геоморфологическим уровням. Береговая линия рельефообразующего бассейна прослеживается в верхнем гипсометрическом интервале. Чаще всего она моделирована процессами термокарста и сильно изрезана. На приречных участках высота второй ступени снижается до 112 м над у. м.

По типу строения равнина абразионно-аккумулятивная, высокоцокольная. Аккумулятивная часть представлена халасинской толщей регрессивных песков, сформировавшихся в прибрежной обстановке опресненного озерно-морского (лагунного) бассейна после завершения крупного талагайкинско-халапантского (пельтыпского) литоцикла. Цоколь сложен породами широкого возрастного диапазона — от раннеплейстоценовых до палеогеновых; наиболее молодыми в его составе являются диамиктоны халапантской и пельтыпской свит.

Характер поверхности равнины, в зависимости от интенсивности расчленения, изменяется от увалистого, полого-увалистого (на приречных участках) до волнистого, полого-волнистого на сниженных окраинах равнины, расчлененных верховьями мелких водотоков и ложбин стока, и относительно плоского на привершинных участках водораздела, осложненного развитием полос параллельногрядового рельефа того же типа, что и на морской равнине. В границах обширных болотных массивов на гряде Сибирских Увалов развит бугристо-западинный рельеф. Высота отдельных бугров пучения не превышает 2–3 м.

Средненеоплейстоценовая озерно-морская (лагунная) равнина пятого уровня (${}^5Q_{II}$) занимает обширные площади водораздельных пространств, примыкающие к долинам рек. Лишь на северо-западе территории (область Белогорского Материка) она развита в виде фрагментов и узких полос, окаймляющих долины притоков Оби и Казыма и абразионные останцы более древнего яруса. На междуречье Широкой Оби и Иртыша образует верхнюю ступень Тобольского Материка.

Абсолютные отметки поверхности составляют 85–110 (до 115) м. Она испытывает небольшой наклон в сторону долины Оби и региональный уклон к северу от широкой гряды Сибирских Увалов. В этих направлениях поверхность равнины осложнена дополнительной ступенчатостью, выраженной серией площадок регрессивного ряда. Последние выделяются по наличию на дренированных участках невысоких (2–5 м) заметных на местности, нередко выположенных уступов. На местности с развитием болотных массивов уступы обычно не прослеживаются. Насчитывается до четырех нисходящих ступеней высотой (м над у. м.): 110–105, 100–96, 92–89, 87–85. Формирование этого регрессивного ряда обусловлено непрерывно-прерывистым характером поступательного снижения уровня рельефообразующего бассейна (озера-моря, лагуны).

Равнина абразионно-аккумулятивная, цокольная. Собственно рельефообразующие отложения (аккумулятивная часть) представлены на севере площади листа надымской толщей регрессивных песков, на юге — коррелятивными ей алевритами и песками соответственно сузгунской свиты и кальчинской толщи. В ходе регрессии были частично или нацело (на севере) размывы диамиктоны (чурымская и белогорская свиты) и базальные пески (чембакчинская и кормужиханская свиты) предшествовавшего формированию равнины средненеоплейстоценового осадочного цикла. Поэтому цоколь зачастую слагают и более древние (ранний неоплейстоцен–палеоген) породы.

Поверхность равнины преимущественно плоская, участками полого-волнистая, в приречной полосе — увалистая или холмисто-увалистая за счет развития коротких эрозионных систем: логов, балок, оврагов, долин водотоков высоких порядков. Глубина расчленения в последнем варианте колеблется от первых десятков до 70–80 м.

Значительное распространение в виде фрагментов и полос (до 25–30 км) имеет параллельногрядовый (гривно-ложбинный) рельеф, более контрастный по сравнению с вышеописанным. Высота гряд достигает 2–3 м и более, ширина — 2–3 км, длина — до 8–10 км. Поверхность их моделирована эоловой морфоскульптурой. Межгривные ложбины заболочены или заняты линейновытянутыми озерами. Большинство исследователей разделяется точка зрения [39, 129, 130, 276 и др.] об эрозионно-мерзлотно-тектоническом происхождении параллельногрядового рельефа, обусловленного проявлением на дневной поверхности мелкой складчатости нагнетания. Есть сторонники эоловой, эрозионной, эрозионно-криогенной природы этих форм. Отмечаются отдельные песчаные гряды, как и в пределах более высоких равнин. Поверхность их переработана эоловыми процессами. Местами выделяются площади бугристых песков, не закрепленных растительностью и подверженных перевеванию.

На правобережье Оби в границах обширных болотных массивов развит криогенный бугристо-западинный и западинный рельеф, местами с массивным участком термокарстовых озер. На левобережье Оби распространен лишь последний. Многолетние торфяные бугры-гидролакколиты здесь при дешифрировании не выделены, но малоконтрастные формы их, возможно, и присутствуют.

Уступы равнины к более высокому ярусу рельефа были заложены еще на стадии эрозионного вреза, предшествовавшего формированию средне-неоплейстоценового морфолитоцикла. В регрессивную фазу последнего они полностью переработаны и пространственно смещены волноприбойной деятельностью при участии термопросадочных процессов. Относительная высота абразионных уступов, четко обозначенных на местности, обычно составляет 5–10 м. У пологих уступов она может быть значительно большей.

К озерно-аллювиальному рельефу отнесены геоморфологические уровни, сопряженные с очертаниями современной гидросети. Обособление их в рельефе тесно связано с трансгрессивно-регрессивной (ингрессионно-регрессивной) деятельностью Арктического бассейна. При этом смена ингрессий и регрессий обусловлена затухающими во времени импульсами тектоно-эвстатических колебаний более мелкого порядка, чем при формировании геоморфологических уровней водораздельной равнины. Рельефообразующие толщи цикловых озерно-речных террас накапливались в условиях крупных преимущественно застойных водоемов типа мелководных лагун, лиманов или слабопроточных разливов, образовавшихся в ингрессионные фазы на месте предварительно выработанных, террасированных, ныне погребенных долинных депрессий. К рассматриваемому типу рельефа отнесены четвертая, третья и вторая надпойменные террасы поздненеоплейстоценового возраста.

Поздненеоплейстоценовая четвертая надпойменная терраса (${}^4Q_{III}$) является наиболее древней ступенью современных долин Оби, Иртыша, их крупных притоков: Казыма, Назыма, Лямина, Бол. Салыма, Конды. Абсолютные отметки поверхности составляют 60–80 м. Этот гипсометрический диапазон несколько расширяется за счет снижения (до 55 м) вследствие регионального уклона на крайнем северо-западе (район Казымского сора) и повышения (до 85 м) на юго-востоке (Тобольский Материк). Поверхность террасы испытывает общий незначительный наклон в северо-северо-западном направлении и более существенный — в сторону крупных рек. Он выражен серией нисходящих регрессивных субгоризонтальных площадок (подуровней, м): 82–80, 77–75, 72–70, 68–65, снижающихся в сторону русел рек, разграниченных на местности уступами (до 3 м), нередко выположенными. На приречных участках высота террасы снижается до 62–60 (местами до 55) м над у. м. Относительные высоты над урезом Оби и Иртыша колеблются в интервале 40–75 м. Уступ, отделяющий террасу от нижнего яруса водораздельной равнины, обычно не превышает 5–10 м. Основное участие в формировании его облика принимали эрозия и делювиальный снос, хотя на разных стадиях определенное влияние оказали абразия, процессы склонового рья и термокарст.

По типу строения терраса эрозионно-аккумулятивная (цокольная, участками высокоцокольная). Аккумулятивная часть представлена аллювием, мелководно-озерными (лагунными) и озерно-аллювиальными отложениями. Последние сформировали облик дневной поверхности и в этом отношении могут рассматриваться как собственно рельефообразующие. Цоколь террасы сложен породами относительно широкого (средний неоплейстоцен—палеоген) возрастного диапазона.

Поверхность террасы преимущественно плоская или пологоволнистая. Глубина вертикального расчленения не превышает на таких участках 3—5 м. В приречной полосе она резко возрастает за счет развития сильновырезанной густой сети ложков, оврагов, балок, долин мелких водотоков, а поверхность приобретает холмисто-увалистый, увалистый или пологоувалистый характер. За пределами этой полосы большие площади заняты болотными массивами, центральные части которых представлены верховыми болотами — источниками так называемой «болотной солифлюкции», маскирующей уступы между подуровнями, а также смежными по возрасту ступенями рельефа. Значительная часть болотных массивов наследует термокарстовые западины и «полья», тем самым выравнивая поверхность рельефа. На таких участках изредка отмечаются торфяные бугры пучения высотой до 2—3 м.

На поверхности террасы встречаются останцы «обтекания» средне-неоплейстоценовой равнины. Наиболее мелкие из них отличаются овальными очертаниями в плане, слабовыпуклой вершинной поверхностью. На севере и юге широко представлен параллельнорядовый рельеф. На правом берегу Казыма отмечены небольшие площади перевеваемых или слабо закрепленных наземной растительностью бугристых песков. На юге Белогорского Материка выделяется ряд дренированных отрезков сквозных долин, соединяющих четвертые надпойменные террасы рек Охлым и Назым и слегка наклоненных в сторону последнего.

Возраст террасы, в отличие от возраста коррелятного (средний—поздний неоплейстоцен) осадочного ритма, датируется началом позднего неоплейстоцена, поскольку формирование ее поверхности (геоморфологического уровня) связано с регрессией поздне-неоплейстоценового казанцевского морского бассейна на севере региона. Максимум уровня казанцевской трансгрессии фиксируется около абс. отм. 80—85 м.

Поздне-неоплейстоценовая третья надпойменная терраса (${}^3Q_{III}$) развита в долинах всех крупных рек. Абсолютные отметки поверхности террасы на площади листа изменяются в диапазоне 40—60 (до 65) м. Она испытывает двоякий наклон: слабовыраженный вниз по течению рек и более крутой, ступенчатый в сторону их русел. В долинах Оби и Казыма регрессивный ряд террасы насчитывает до четырех ступеней (м): 60—58, 55—52, 48—45, 42—40 (до 38). В долине Иртыша сохранились от размыва три верхние ступени с абс. отм. (м): 62—60, 57—55, 53—51. Незначительная разница гипсометрического положения на юге и севере территории зависит, по-видимому, от регионального уклона. Уступы, разделяющие регрессивные площадки (высотой до 4 м), на дренированной местности хорошо заметны, обычно четкие, довольно крутые, реже — пологие. Уступ к четвертой надпойменной террасе обычно не пре-

вышает 3–5 м. При отсутствии полных регрессивных рядов у обеих террас высота его может достигать 10 м и более. Относительная высота (над урезом) береговых обрывов в нижнем течении Оби составляет 30–50 м.

Поверхность террасы на незаболоченных участках плоская и полого-волнистая; глубина вертикального расчленения не превышает 2–3 м, возрастая лишь в приречной полосе. Междуречные пространства заняты верховыми, реже переходными («рямы») болотами, использующими для своего развития отрицательные поверхности. Последние в значительной мере переработаны термопросадочными процессами. Глубина болот над такими участками (западинами) достигает 7–9 м, а термокарстовых озер с топяными берегами — 15–20 м и более. Формирование глубоких котловин, по мнению И. Л. Кузина [130], связано с вытаиванием крупных жил (штоков) льда, приуроченных к разрывным нарушениям чехла. Они известны в долине Казыма и на левобережье Оби. Самое глубокое (62 м) оз. Сырковый Сор (до 2 км в поперечнике) расположено на третьей надпойменной террасе Бол. Салыма вблизи железнодорожной станции Салым. По предположению И. Л. Кузина, термокарстовая природа его связана с вытаиванием ледяных тел глиняного диапира.

На северо-западе площади листа (долина Казыма) поверхность террасы осложнена бугристо-западинным и параллельногрядовым рельефом, более контрастным по амплитуде, чем в долине Оби. Здесь близко к поверхности выходят плотные породы палеогена, смятые в складки нагнетания. Поэтому главная роль в образовании параллельногрядового рельефа принадлежит избирательным эрозионным и криогенным процессам, использующим неоднородность субстрата (трещиноватость, смену литологического состава).

Третья надпойменная терраса имеет эрозионно-аккумулятивное (цокольное) строение. Цоколь сложен разновозрастными породами, наиболее молодыми являются отложения четвертой надпойменной террасы. Поверхность сформировалась в ходе регрессии обширного мелководного озерно-аллювиального разлива, отдельные участки которого временами выходили из-под зеркала воды. Максимальный уровень бассейна в ингрессионную фазу не превышал 65 м. Возраст террасы считается раннезырянским (ермаковским).

Поздненеоплейстоценовая вторая надпойменная терраса (${}^2Q_{III}$) занимает обширные площади в низовьях Иртыша, где ширина ее достигает 140–145 км. Абсолютные отметки поверхности изменяются в пределах 31–45 (до 50) м. Наиболее низкий уровень (31–34 м) характеризует участки, примыкающие к сорам (Кондинский, Ляминский, Казымский и др.) в устьях рек. В латеральном направлении выделяются еще два подуровня (террасы регрессивного ряда) с абс. отм. (м) 37–42 и 45–48 (до 50). Относительные отметки террасы вдоль крупных рек составляют 15–30 м, снижаясь в долинах более мелких водотоков. Терраса преимущественно эрозионно-аккумулятивная (цокольная), лишь нижняя регрессивная ступень имеет аккумулятивное строение. Цоколь и ложе сложены разновозрастными породами широкого возрастного диапазона (ранний неоплейстоцен–палеоген). Осадочный ритм (аккумулятивная часть) представлен аллювием, лимнием и лимноаллювием.

Поверхность террасы несет на себе обширные болотные массивы преимущественно верхового типа с характерным микрорельефом и множеством остаточных термокарстовых озер глубиной до 7–10 м. По периферии отмечаются фрагменты переходных и низинных болот. Все типы последних развиты на термокарстовых западинах, моделирующих первичные неровности поверхности террас. На фоне болот изредка выделяются торфяные бугры пучения (долина Казыма). Характерны дренированные останцы «обтекания», одиночные гряды, группы и полосы параллельногрядового рельефа, широко распространенные в Кондинской низине. Поверхность гряд (местное название «мавры») здесь осложнена разнообразной по форме эоловой наноскульптурой, реже — плоская. Относительная высота над поверхностью болот или зеркалом вытянутых (согласно простирацию гряд) озер варьирует от 2 до 5 м.

В приречной полосе поверхность террасы плоская и пологоволнистая, вблизи береговых обрывов — пологоувалистая за счет ложкового расчленения. Соответственно и глубина последнего возрастает от 1–2 до 15–20 м и более.

Последовательность и условия формирования второй надпойменной террасы те же, что и у более древних генераций. Вслед за регрессией ермаковского бассейна в результате вреза гидросети образовалась система довольно широких, ныне погребенных речных долин. С повышением (до абс. отм. 50–55 м) регионального базиса денудации, обязанным каргинской ингрессии со стороны Карского моря, долины оказались занятыми пресноводным бассейном типа лимана. В регрессивную фазу, когда формировалась поверхность террасы, он носил характер непостоянного по режиму мелководного разлива, напоминающего современные соры («туманы»).

К аллювиальному рельефу отнесены геоморфологические уровни, обязанные своим формированием исключительно эрозионно-аккумулятивной деятельностью поздненеоплейстоцен-голоценовой гидросети.

Поздненеоплейстоцен-голоценовая первая надпойменная терраса (${}^1Q_{III-N}$) выделяется в долинах всех крупных рек района, но развита, как правило, фрагментарно, редко образуя непрерывные полосы достаточно большой протяженности. У мелких рек терраса не выделяется в связи с тем, что или нацело размыта, или сливается с поверхностью поймы, местами погружаясь (на сниженных участках) под пойменные наносы. Относительная высота первой надпойменной террасы Оби и Иртыша достигает 10–12 м, в низовьях притоков этих рек — 7–9 м, закономерно уменьшаясь вверх по течению. Терраса характеризуется аккумулятивным строением и вложена по контакту прислонения во вторую надпойменную террасу. Осадочный ритм представлен нормальным (перстративным) аллювием.

Поверхность террасы плоская или слабоволнистая, у эрозионных останцов плоско-выпуклая, наклонена в сторону русла и по течению. Часто наблюдаются на местности и дешифрируются на дистанционной основе первичные неровности древнего пойменного рельефа: «веера блуждания», старицы, староречья, береговые валы и др. Местами встречаются эоловые бугры и гряды (1,5–3 м высотой), а вдоль береговой линии озер и соров

(бассейн Конды) — песчаные дюны довольно значительной (до 2–3 км и более) протяженности. На левобережье Оби и Иртыша, в долине Казыма большие площади заняты переходными и низинными болотами, реже — верховыми (благодаря процессам «болотной солифлюкции»). Уступ ко второй надпойменной террасе на дренированных участках обычно четкий, не ниже 3–5 м.

Голоценовая пойменная терраса (Q_H) развита в долинах всех рек, но в разной степени. Ширина поймы Оби достигает 30–40 км, Иртыша (на приустьевом отрезке) — 20 км, Казыма — до 15 км. В долинах рек второго порядка она даже в низовьях не превышает 3–4 км, сужаясь к верховьям до первых сотен и десятков метров. У крупных рек пойменная терраса насчитывает до трех уровней относительной высоты над урезом (м): 8–10 (высокий), 5–7 (средний, ординарный), до 4–5 (низкий). Вверх по течению число их постепенно сокращается до двух (высокая и низкая поймы) и просто «поймы», не дифференцированной по высоте. Ступенчатость пойменной террасы контролируется высотой половодий (паводков) и поступательным снижением базиса денудации.

Для большей части рек пойменная терраса формируется по перестративному типу — путем смещения русел. Руслу Оби, Иртыша, приустьевых отрезков Казыма, Конды, Лямина, Назыма разветвляются на множество меандрирующих рукавов и протоков за счет фуракации рек. В низовьях притоков главных водных артерий образуются озеровидные расширения (соры, «туманы») сезонного характера. Эти образования являются естественными регуляторами стока. Примыкающие к ним надпойменные террасы характеризуются пониженными значениями абсолютных и относительных высот.

При боковой миграции русла все реки перемыкают собственные наносы; на выпуклых берегах образуются песчаные пляжи и косы, на вогнутых — скульптурно-аккумулятивные и скульптурные бечевники с хорошо отпрепарированным субстратом в виде наклонных ступенек. На бечевниках в основании обрывов Белогорского Материка поверхность нередко бронирована каменными мостовыми и косами валунно-глыбового материала (перлювия), погружающимися под урез воды и образующими пороги в русле Оби. Эти скопления являются естественными источниками каменного строительного материала.

Поверхность пойменной террасы находится в стадии развития. Глубина расчленения (до 6–7 м) обусловлена свежестью форм рельефа: прирусловых валов, «вееров блуждания» (сегментно-гривистой поймы), понижений стариц и тыловых швов, перевеваемых косовых песков, вторичных пойменных водоемов и т. п. На поверхности поймы Иртыша к ним относятся так называемые «чугасы» — денудационные останцы четвертой надпойменной террасы высотой до 40–50 м, пережившие четыре этапа интенсивной деструкции.

Высота уступа к первой надпойменной террасе не превышает 2 м; места-ми он едва различим на местности, чаще погребен пойменными наносами.

Среднеплейстоцен-голоценовый комплекс террас нерасчлененный (Q_{II-H}) характеризует строение рельефа долин рек второго и более высоких порядков на отрезках пересечения ими

междуречных пространств — равнин и террас озерно-морского и озерно-речного происхождения.

До 1960-х годов считалось, что эти долины выработаны в голоцене и представлены либо только поймой, либо нерасчлененными поймой и первой надпойменной террасой. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский [101, 205 и др.] высказали суждение о многоэтапном их формировании в бассейне Нижнего Иртыша. Они полагали, что долины рек, впадавших в бассейны, в результате «подпора» со стороны бассейнов подвергались заносу осадками и интенсивной боковой эрозии, что устанавливалось по резко выраженным крутым бортам (до 7–10 м высотой) и слабовогнутым днищам до 2 км шириной, выполненным покровным аллювием.

При более детальном исследовании таких долин в ходе ГГС-200 [309] было выяснено, что формирование их днищ не связано с деятельностью современных водотоков из-за их слабой эрозионной активности.

С учетом ступенчатости продольного профиля днищ долин получается [35, 47, 309], что чем выше ярус междуречного рельефа, пересекаемый «корытообразной» долиной, тем раньше время ее заложения и древнее возраст более высокой речной ступени. Расчленить этот комплекс в масштабе схемы не представляется возможным. На Карте плиоцен-четвертичных образований в рассматриваемых долинах показан аллювий поймы в связи с тем, что субстрат днищ в разной степени переработан с поверхности паводковыми водами весенне-летних сезонов.

С плювиальными фазами в их максимумы и высокими сезонными паводками времени формирования речных долин связаны, по-видимому, древние береговые песчаные валы («дамбы»), сопровождающие пологие «плечи» обоих склонов (уступов) и придолинные понижения поверхности четвертой надпойменной террасы, озерно-морских равнин пятого и частично шестого уровней. Эти образования развиты только вдоль бортов слабоврезанных долин рек, берущих начало в пределах восточной части главного водораздела — Сибирско-Увальской гряды. Местами валы разобщены и образуют «цепочки». Поперечный профиль асимметричен: крутой склон обращен к долине, пологий — в сторону междуречья. Поверхность неровная, моделирована эоловыми процессами с образованием небольших бугров, дюн, барханов, седловин, котловин выдувания и других форм, встречающихся в полосе шириной до 1–1,5 км. Последняя ограничивает зону ветрового перемещения сгруженного паводками песчаного материала, происходившего на стадии формирования береговых валов. Высота этих «дамб» колеблется от 2–3 до 8–10 м и, возможно, более.

На Геоморфологической схеме, помимо форм рельефа, осложняющих поверхности равнин и террас, выделены наиболее крупные элементы — прямолинейные и кольцевые («круговые», «ареальные» и т. п.) линеаменты гидросети и ландшафта, не выраженные, как параллельногрядовый рельеф, на местности, но хорошо дешифрирующиеся по АФС и КС. Природа их обусловлена геологической структурой, тектонической и планетарной трещиноватостью субстрата земной поверхности. У спрямленных линеаментов резко преобладают направления, подчиненные диагональной решетке, в значительно меньшей степени — ортогональной.

История развития рельефа. Формирование рельефа площади листа тесно связано с этапами развития гидросети, начало которого относится к раннему олигоцену. План речных долин и водоразделов в олигоцене мало напоминал современный, хотя фрагменты гряды Сибирских Увалов как широтного линеамента уже были обозначены. Врез абросимовской гидросети (в ходе регрессии туртасского бассейна) был сравнительно неглубоким, а конфигурация ее заметно отличалась от современного плана. В основных чертах последний оформился в результате интенсивной активизации новейших тектонических движений на предпелымском этапе раннего миоцена, когда произошел энергичный и глубокий эрозионный врез.

В конце пелымского (бешеульско-таволжанского) времени образовалась аккумулятивная (озерная?) поверхность выравнивания. Орографические элементы современного плана оформились уже на предьямальском (павлодарском, предкеушкинском) регрессивном этапе, когда произошел интенсивный врез гидросети, заложились глубокие (переуглубленные) и широкие долины. Образование этих палеодолин определило дальнейшее развитие рельефа, обусловило относительно постоянную конфигурацию гидросети и положение речных долин в регрессивные этапы. Вместе с тем ни пелымская, ни кеушкинская (новостаничная) поверхности выравнивания, сформировавшиеся в трансгрессивные стадии рельефообразующих бассейнов, не нашли своего отражения в современном рельефе. Они были существенно снижены, а затем погребены в результате крупнейшего в новейший этап колебания главного базиса денудации (уровня Арктического бассейна) в позднем плиоцене—раннем эоплейстоцене. Это колебание отмечено максимальным врезом гидросети и максимальной новейшей морской трансгрессией, под осадками которой были погребены пелымская и кеушкинская толщи. В процессе площадной (мужинской) регрессии конца раннего эоплейстоцена сформировалась наиболее высокая (абс. отм. 150—250 м) прибрежно-морская равнина (седьмой геоморфологический уровень).

В течение позднего эоплейстоцена—среднего неоплейстоцена в результате колебаний уровня Арктического бассейна на площади листа сформировались еще несколько генераций палеодолин и три нисходящих, в гипсометрическом диапазоне 85—150 м абс. выс., уровня (яруса) озерно-морских, абразионно-аккумулятивных равнин.

В конце среднего неоплейстоцена произошло заложение современных речных долин. Долинная лестница, представленная четырьмя уровнями озерно-аллювиальных, преимущественно цокольных, и сопряженных с ними аллювиальных террас, обязана своим происхождением более мелким колебаниям главного базиса денудации.

Поверхности равнин и террас в значительной степени переработаны процессами комплексной денудации. Большое влияние на рельеф оказали приповерхностная складчатость нагнетания и эволюция криолитозоны. В голоцене происходит формирование пойменных террас. Рельеф как конечный продукт геологического развития в целом рассмотрен в гл. «История геологического развития».

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа разведаны месторождения углеводородного сырья (нефть, газ, газоконденсат), а также месторождения питьевых и технических подземных вод, кремнистого сырья, строительных материалов и торфа. Выявлены россыпи (проявления) минералов титана и циркония, проявления минеральных промышленных (йодных), термальных и лечебных со специфическими компонентами (йод, бром) подземных вод.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Территория листа расположена в центральной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Все выявленные нефтяные залежи приурочены к структурам, основной этап формирования которых приходится на мезозойскую эру. Комплексный анализ геологической, геофизической, палеотектонической информации позволил наметить зоны с наиболее благоприятным сочетанием факторов нефтегазоносности, главным образом наличием пластов (пород-коллекторов) в составе нижнеюрского, среднеюрского, верхнеюрского, неокомского и аптского нефтегазоносных комплексов (НГК), а также доюрского мегакомплекса.

Нижнеюрский НГК выделен в отложениях горелой и шеркалинской свит (пласты «Ю₁₀₋₁₁»), формирование которых происходило в прибрежно-морских условиях при интенсивном химическом выветривании и пепеленизации областей сноса. Обе свиты выполняют впадины и прогибы доюрского фундамента.

Среднеюрский НГК, связанный с отложениями тюменской свиты, регионально нефтегазоносен. По всему разрезу выделяются различные по генезису и строению песчано-алевритовые тела (пласты «Ю₂₋₉»).

Верхнеюрский НГК установлен в отложениях, формирование которых происходило в нормальных морских условиях. Нефтегазоносность связана с абалакской (пласт «Ю₁»), баженовской и тутлеймской (пласт «Ю₀») свитами.

Неокомский НГК является одним из основных продуктивных комплексов территории. В нем выделяется целая система резервуаров (пласты групп «АС», «БС»), контролируемых зональными покрывками и имеющих много общего в строении, так как они связаны с поступательной регрессией

бассейна седиментации. Это — субмеридионально простирающиеся песчано-алевритовые тела, характеризующиеся закономерным размещением в осадочном чехле. В региональном плане все резервуары неокома в западной части ограничиваются линией глинизации проницаемых пластов. Нефтегазоносность установлена в отложениях фроловской, ахской и черкашинской свит.

Аптский НГК на территории листа слабо изучен, продуктивность связана с песчаными отложениями викуловской свиты (пласты «ВК₁₋₂»).

Доюрский мегакомплекс связан с карбонатными отложениями нижнего девона и терригенно-вулканогенными образованиями триаса.

По состоянию на 1.01.2009 г. в пределах листа выявлено 105 месторождений. Из них 100 нефтяных (одно уникальное, 31 крупное, 40 средних и 28 малых), два малых газовых, два нефтегазовых (одно крупное, одно среднее) и одно уникальное нефтегазоконденсатное. Месторождения одно-, двух- и многозалежные. Список месторождений приведен в табл. 3. Кроме того, выявлено восемь проявлений нефти.

Все выявленные месторождения углеводородного сырья согласно схеме нефтегеологического районирования распределяются по четырем (Приуральской, Красноленинской, Фроловской и Среднеобской) нефтегазоносным областям (НГО) и показаны на Карте полезных ископаемых и Карте прогноза на нефть и газ.

Приуральская нефтегазоносная область (1)

Приуральская НГО имеет основное распространение на территории листа Р-41, на площади листа Р-42 развита фрагментарно; здесь выделены три нефтегазоносных района: Березовский (на северо-западе), Шаимский и Карабашский (на юго-западе).

Березовский НГР (1. 1) связан с северо-восточным окончанием Чуэльского (Березовского) выступа и Шеркалинского мегапрогиба, осложненных Чуэльским валом, Полноватским и Лыхминским прогибами. Из месторождений здесь известны восточное замыкание Чуэльского и южное окончание Северо-Казымского малых газовых месторождений, а также малое месторождение нефти Украинное. Газовые месторождения на территории листа не подтверждены ни одной скважиной. Их характеристика приведена на сопредельных территориях.

Шаимский НГР (1. 2) в пределах листа выходит незначительной частью в восточном обрамлении Шаимского мегавала, осложненного в свою очередь Восточно-Убинской котловиной и Тетеревским валом. В настоящее время месторождений углеводородного сырья здесь не установлено.

Карабашский НГР (1. 3) расположен на юго-западе территории листа. Своим северо-восточным окончанием он связан с Шугурской мегатеррасой, осложненной Половинкинским выступом, Кашатским и Шебурским структурными мысами. В пределах района выявлено среднее по запасам Восточно-Шебурское нефтегазовое месторождение, приуроченное к одноименному выступу. Газовая составляющая выявлена в отложениях средней юры (тюменская свита) в интервале 2450–2540 м. Тип ловушки

III-1-7	Каремпостское	26,377	М	Н	Ю ₁₀	1986	
III-1-10	Песчаное	21,505	С	Н	Ю ₂₋₃ , Ю ₄ , Ю ₅	1988	2001
III-2-1	Моимское	57,782	П	Н	Ю ₂	1987	
<i>Красноленинский НГР (2. 2)</i>							
III-1-5	Северо-Рогожниковское	197,358	К	Н	Ю ₁ , Ю ₂ , Ю ₁₀	1992	
III-1-12	Сосновское	100,922	П	Н	П, Ю ₂ , ВК ₁	1988	
III-1-13	Хотлохское	18,740	П	Н	Ю ₁₀	1982	
III-2-7	Рогожниковское	407,546	К	Н	П, Ю ₂₋₃ , ВК ₁	1988	2006
III-2-15	Восточно-Сосновское	76,375	П	Н	П, Ю ₂	1991	
IV-2-1	Красноленинское	10 712,4	У	НГК	П, Ю ₁₀₋₁₁ , Ю ₂₋₉ , Ю ₀₋₁ , ВК ₁ , ВК ₂	1962	1981
IV-3-1	Галяновское	271,135	К	Н	Ю ₀ , Ю ₂	1982	
V-1-1	Онтохское	683,753	С	Н	Ю ₂₋₉	1989	
V-2-1	Ковенское	86,639	П	Н	П, Ю ₂₋₃		
V-3-2	Восточно-Янлотское	86,140	М	Н	Ю ₁	2001	
Фроловская НГО (3)							
<i>Юильский НГР (3. 1)</i>							
I-5-1	Верхнеказымское	191,232	К	Н	АС ₁₀ , АС ₁₁ , ВС ₁₆	1990	
I-5-2	Южно-Лунгорское	7,185	М	Н	Ю ₀	2001	
I-5-4	Западно-Ватлорское	73,156	С	Н	Ю ₁₀₋₁₁ , АС ₁₁₋₁₂ , П	2000	
I-6-2	Ямпинское	134,646	М	Н	АС ₁₂		
I-6-5	Нумтойское	63,460	П	Н	АС ₁₀		
I-6-7	Северо-Ватлорское	84,347	С	Н	Ю ₁₀ , АС ₁₁	2003	
I-6-8	Милицкое	73,959	М	Н	ВС ₁	1995	

II-5-7	Северо-Лабатгьюганское	244,730	К	Н	Ю ₁ , Ю ₀ , АС ₅₋₁₂	2000	2001
II-6-2	Ватлорское	79,787	К	Н	Ю ₁₀₋₁₁ , АС ₉ , АС ₁₁₋₁₂	2003	
II-6-4	Южно-Ватлорское	29,654	С	Н	Ю ₀ , Ю ₂ , БС ₁₆	1988	
II-6-11	Хорлорское	37,917	С	Н	АС ₉ , АС ₁₀	1992	2001
II-6-13	Июльское	35,825	М	Н	АС ₁₀	2000	
III-4-3	Западно-Туманное	61,000	С	Н	АС ₁₀₋₁₁	2000	
III-5-2	Восточно-Мытаяхинское	118,981	К	Н	Ю ₁ , АС ₁₁₋₁₂	2001	
III-5-4	Мытаяхинское	98,000	С	Н	Ю ₂ , АС ₁₁₋₁₂	1999	
III-5-5	Западно-Айпимское	113,436	П	Н	Ю ₂ , АС ₁₁₋₁₂		
III-5-7	Шишкьюганское	19,954	С	Н	Ю ₀	2001	
III-5-8	Южно-Санлорское	92,092	С	Н	АС ₆	2001	
III-5-9	Западно-Чигоринское	165,798	С	Н	Ю ₀ , Ю ₂ , АС ₈₋₁₂ , БС ₁₆	1998	2003
III-5-10	Западно-Карпаманское	11,284	М	Н	Ю ₂	2002	
III-6-1	Восточно-Лабатгьюганское	65,024	М	Н	Ю ₀ , Ю ₁ , АС ₄₋₁₂	2001	
III-6-6	Айпимское	393,933	К	Н	Ю ₂ , АС ₈ , АС ₉ , АС ₁₀ , АС ₁₂ , БС ₁₆	1971	1994
IV-5-1	Западно-Камыньское	536,021	К	Н	Ю ₀ , Ю ₂ , АС ₅ , АС ₁₀₋₁₁ , АС ₁₂	1975	2001
IV-5-4	Западно-Сахалинское	187,675	С	Н	Ю ₂ , БС ₄	2000	2005
IV-5-5	Новогоршковское	9,264	М	Н	Ю ₂	2001	
IV-5-6	Приобское	3109,94	У	Н	Ю ₂ , АС ₁ , АС ₂₋₃ , АС ₇ , АС ₉ , АС ₁₀ , АС ₁₁ , АС ₁₂ , АЧ ₁₋₃ , АЧ ₄ , БС ₁ , БС ₄₋₅	1982	1989
IV-5-7	Сахалинское	352,669	К	Н	Ю ₀ , Ю ₂ , АС ₁₁ , БС ₄	1983	

VI-6-2	Петелинское	144,319	К	Н	Ю ₂ , АС ₁₀₋₁₁ , ВС ₁ , ВС ₄₋₆	1982	1986
VI-6-3	Удачное	68,379	С	Н	Ю ₂	1984	
VI-6-6	Вадельпское	47,897	К	Н	АС ₁₀ , АС ₁₁	1989	2006
VI-6-7	Западно-Каренское	22,482	К	Н	ВС ₁₆₋₂₂ , Ач	1991	
<i>Уватский НГР (3. 5)</i>							
VI-2-4	Заозерное	109,932	М	Н	АС ₉₋₁₂	1988	
VI-3-2	Малокондинское	132,495	С	Н	ВС ₇₋₉	1998	
VI-4-4	Северо-Кондинское	61,057	С	Н	АС ₉ , АС ₁₁	1998	
VI-4-5	Кондинское	26,649	М	Н	АС ₁₀₋₁₁ , ВС ₄₋₆	1997	
VI-4-8	Ендырское	9,122	М	Н	Ю ₀	1992	
Среднеобская НГО (4)							
<i>Сургутский НГР (4. 2)</i>							
I-6-9	Малоперевальное	32,386	М	Н	ВС ₆ , ВС ₁₆ , ВС ₁₈	1991	
II-6-1	Северо-Тромъеганское	7,201	М	Н	Ю ₂ , ВС ₈ , ВС ₁₆	1993	
II-6-5	Восточно-Тромъеганское	71,159	С	Н	АС ₁₀	1991	2000
II-6-7	Ехампийское	11,545	П	Н	АС ₉ , АС ₁₀	1986	
II-6-9	Тромъеганское	30,272	С	Н	АС ₉ , АС ₁₀	1986	1999
II-6-14	Лосевое	73,029	М	Н	Ю ₂ , ВС ₁₆	1988	
III-6-2	Нижнесортымское	563,890	К	Н	Ю ₂ , ВС ₁₂ , АС ₁₂	1974	1986

Номер на картах полезных ископаемых и прогноза на нефть и газ	Месторождение	Площадь*, км ²	Размер месторождения**	Тип флюида	Индексы продуктивных пластов***	Год открытия	Год ввода в разработку
III-6-7	Алехинское	92,877	К	Н	Ю ₂ , АС ₉ , АС ₁₀ , АС ₁₁	1971	1986
III-6-8	Камыньское	156,147	К	Н	Ю ₀ , Ю ₂ , БС ₁ , БС ₆ , БС ₁₈₋₂₂ , АС ₁₁	1981	1989
III-6-9	Южно-Алехинское	38,711	М	Н	Ю ₂	2003	
III-6-13	Третьяковское	27,270	М	Н	БС ₁₋₁₅ , БС ₁₆₋₂₂	1999	2003
IV-6-8	Лянторское	250,553	К	НГК	АС ₉ , АС ₁₀ , АС ₁₁ , БС ₈ , БС ₁₂ , Ач	1966	1978
IV-6-11	Маслиховское	49,246	С	Н	Ю ₀ , АС ₁₁	1985	1987
IV-6-14	Явинлорское	28,142	С	Н	Ю ₂	1997	
IV-6-15	Восточно-Сахалинское	103,497	М	Н	Ю ₂	1984	
IV-6-17	Тундринское	159,483	К	Н	Ю ₀ , Ю ₁ , Ю ₂₋₉ , БС ₁₆₋₂₂	1981	
VI-6-1	Ямское	454,612	С	Н	БС ₁₆	1988	
VI-6-4	Малобалькское	34,155	К	Н	Ю ₀ , Ю ₁ , АС ₁₀₋₁₁ , БС ₈₋₉ , БС ₁₉₋₂₁	1966	1984

*Площади месторождений даны в границах листа Р-42; **месторождения: У — уникальные; К — крупные; С — средние; М — малые; П — проявления; ***индексы продуктивных пластов в неокотских отложениях даны по балансу, что не всегда соответствует геологической индексации.

структурно-литологический. Нефтенасыщенный пласт «АС₆» приурочен к отложениям черкашинской свиты на глубине 2100 м. Месторождение находится в стадии разведки.

Красноленинская нефтегазоносная область (2)

Расположена вдоль западной границы листа и контактирует на западе с Приуральской НГО, а на востоке — с Фроловской НГО. В составе Красноленинской НГО выделены Сергинский и Красноленинский нефтегазоносные районы.

Сергинский НГР (2.1) приурочен к одноименному куполовидному поднятию и прилегающим к нему мегапрогибам (Шеркалинскому, Бобровскому и Южно-Бобровскому). В пределах района выявлено 11 (три крупных, пять средних, три малых) месторождений и одно проявление нефти. Месторождения одно- и многопластовые. В целом район слабо охвачен поисковыми и разведочными работами, все выявленные залежи сосредоточены в его южной части. Основным продуктивным нефтегазоносным комплексом является среднеюрский с регионально выдержанными нефтеносными пластами «Ю₂₋₃», которые приурочены к кровле тюменской свиты. На месторождениях Большое и Ольховское залежи нефти установлены также в ниже-среднеюрских (шеркалинская свита, пласт «Ю₁₀») и средне-верхнеюрских (абалакская свита) отложениях. Неокомский продуктивный комплекс (пласт «АС₃») приурочен к верхней части фроловской свиты. Кроме того, на Змановском и Торъешском месторождениях нефтеносным является пласт «ВК₁», приуроченный к викуловской свите. Все залежи относятся к типу пластово-сводовых.

Красноленинский НГР (2.2) находится в юго-западной части территории листа в пределах Красноленинского свода и примыкающих к нему Яхлинской мегаседловины и Согомской моноклинали. Поисковые работы на нефть и газ в пределах Красноленинского района начаты в 1956 г. В Малоатлымской опорной скважине (1959 г.) зафиксировано первое нефтепроявление. Первое нефтяное месторождение (Каменное) открыто в 1962 г. После того, как на Красноленинском своде (1962–1985 гг.) был открыт еще ряд месторождений, нефтеносность которых связана с тюменской свитой, было принято решение (Протокол НТС Главтюменьгеологии от 1985 г.) об объединении вышеупомянутых месторождений в единое — Красноленинское месторождение. Всего в районе известны шесть месторождений углеводородов, из них пять — нефти (три крупных, одно среднее и одно малое), одно — нефтегазоконденсата, уникальное (Красноленинское), и четыре проявления нефти.

Месторождение нефтегазоконденсатное Красноленинское (IV-2-1) объединяет Каменное, Ем-Еговское, Пальяновское, Ингинское, Сосново-Мысское, Талинское, Лебяжье месторождения, по запасам нефти относится к уникальным. В 1962 г. на нем была получена нефть, в 1977 г. — газ. Запасы свободного и растворенного газа незначительны, в нефтяном эквиваленте составляют менее трех процентов

от суммарных запасов углеводородов месторождения, разрабатываемого предприятиями ХМАО.

В структурном отношении месторождение приурочено к Красноленинскому своду и прилегающим тектоническим структурам I порядка с осложняющими их структурами II–III порядков — валами, куполовидными поднятиями, прогибами и изолированными локальными структурами. Красноленинское месторождение — сложное по строению и не является единым по разным нефтегазоносным комплексам и группам резервуаров. Как уже отмечалось, в единое месторождение оно объединяется по группе резервуаров в ловушках юрских нефтегазоносных комплексов. Локальные структуры III порядка, осложняющие Красноленинский свод, имеют самостоятельный этаж нефтеносности и фактически являются отдельными перспективными площадями (месторождениями).

Ниже, в качестве примера, приводится краткое описание Каменного месторождения нефти, входящего в состав Красноленинского месторождения.

Каменное месторождение нефти расположено на левом берегу Оби, в 100 км к северо-западу от г. Ханты-Мансийск в восточной части Красноленинского свода, приурочено к одноименному локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1960 г. в центральной части Ендырского куполовидного поднятия. Основные запасы нефти (71,8 %) сконцентрированы в викуловской свите (пласты «ВК₁», «ВК₂»), залегающей на глубине 1440–1500 м. Основной продуктивный пласт — «ВК₁», мощность которого увеличивается от сводов (19 м) к крыльям локальных поднятий (28 м), с колебанием эффективных мощностей от 3,0 до 11,2 м и пористостью до 23 %. Залежи в пласте «ВК₂» приурочены к крыльям локальных поднятий и к понижениям между ними, ловушки (литологические) относятся к группе ограниченных. Мощность пласта «ВК₂» варьирует в пределах 12–15 м, эффективные мощности составляют 1,74–6,17 м, пористость — 22–26 %. Дебиты из пластов (м³/сут): «ВК₁» — 4,5–12,6, «ВК₂» — 2,0–11,9. По углеводородному составу нефти залежей викуловской свиты — метановые (34–42 %), нафтеновые (4,2–7,52 %).

В юрских отложениях промышленная нефтегазоносность установлена в абалакской и тутлеймской свитах (14,8 %), в тюменской и шеркалинской свитах, в коре выветривания (13,3 % от начальных суммарных геологических запасов нефти).

Залежи в абалакской и тутлеймской свитах (пласты «Ю₀» и «Ю₁») сконцентрированы в литологически ограниченных ловушках, сложенных битуминозными аргиллитами и образующих сложное сочетание коллекторских и неколекторских пород с неясным характером и закономерностями их распространения. Глубина залегания продуктивных пластов 2230–2470 м, эффективная мощность от 2,0 до 6,8 м, пористость 12,5–14,4 %, дебиты нефти 0,5–11,1 м³/сут.

Аргиллиты и алевролиты с прослоями и линзами песчаников в отложениях тюменской свиты содержат залежи в пластах «Ю₂₋₉» с глубиной залегания 2380–2410 м, эффективными мощностями 3,0–7,7 м и пористостью 14–16 %. Дебиты скважин изменяются от 0,7 до 32,4 м³/сут. Доля запасов

нефти составляет менее 13 %. По углеводородному составу нефти залежей тюменской свиты относятся к ароматически-метановым и нафтеново-метановым.

Нефтеносность доюрского фундамента, подстилающего тюменскую и шеркалинскую свиты, связана с породами фундамента, их корой выветривания и доказана на Каменном локальном поднятии получением притока нефти из коры выветривания в скв. 60 с дебитом 16,8 м³/сут. Из палеозойских образований получены притоки нефти с дебитом 3,2–6,45 м³/сут. Породы фундамента представлены глинисто-серицитовыми, графит-хлорит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми сланцами и катаклазированными биотитовыми гранитами. Абсолютный возраст гранитов определен в 685–810 млн лет, что соответствует верхнему рифею.

На севере Краснolenинского НГР выявлены Рогожниковское и Северо-Рогожниковское (крупные месторождения нефти, приуроченные к одноименному куполовидному поднятию, осложняющему северный склон Краснolenинского свода. Поднятие представляет собой брахискладку размерами 20 × 22 км с амплитудой до 280 м по горизонту А. Центральную часть поднятия осложняют три купола.

Месторождение нефти Рогожниковское (Ш-2-7) открыто в 1988 г. при испытании скв. 729 (интервал 2450–2472 м), когда при опробовании пластов «Ю₂₋₃» (верхи тюменской свиты) был получен приток нефти дебитом 4,8 м³/сут, среднединамический уровень (СДУ) — 941 м. Пласты сложены мелкозернистыми песчаниками общей мощностью до 14 м. ВНК условно отбивается на абс. отм. —2445 м.

В последующем на месторождении выявлена залежь нефти в пласте «ВК₁» (викуловская свита). Пласт сложен мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов общей мощностью до 30 м. При испытании скв. 723 (интервал 1565–1575 м) из этого пласта получен приток нефти дебитом 3,7 м³/сут при динамическом уровне 409 м. ВНК установлен на абс. отм. —1451 м.

В скв. 729 при испытании кровельной части доюрского основания (триасовые образования) в интервале 2532–2542 м получен приток нефти дебитом 4,8 м³/сут через двухмиллиметровый штуцер.

Кроме того, в Краснolenинском НГР выявлены три месторождения (Галяновское — крупное, Онтохское — среднее и Восточно-Янлотское — малое) и четыре проявления нефти, характеристика которых приведена ниже.

Проявление нефти Хотлохское (Ш-1-13) приурочено к восточному склону одноименного поднятия и прогибу между ним и Малоатлымским поднятием. Выявлено в 1982 г. при испытании пласта «Ю₁₀» в скв. 840 (интервал 2691–2715 м). В результате получен приток нефти с водой дебитом: нефти — 5,2 м³/сут, воды — 16,4 м³/сут при динамическом уровне 988 м. Пласт сложен песчаниками, в подошве — с прослоями гравелитов и частыми линзами глин. Общая мощность пласта достигает 23 м. Залежь стратиграфически выклинивается с ВНК на отметке —2670 м.

Проявление нефти Сосновское (Ш-1-12) приурочено к одноименному локальному поднятию, осложняющему Малоатлымский

вал в пределах Красноленинского свода. Поднятие выявлено сейсморазведочными работами МОВ ОГТ в 1978 г., а в 1988 г. при испытании пласта «Ю₂» получен приток нефти дебитом 5,7 м³/сут при динамическом уровне 1615 м. Пласт сложен песчаниками мелкозернистыми плохо отсортированными с частыми линзами и прослоями глин и алевролитов общей мощностью 12 м. ВНК, по предварительным данным, отбивается на отметке –2473 м. Из отложений викуловской свиты (пласт «ВК₁») получены притоки нефти дебитом 9,7 и 2,0 м³/сут при динамическом уровне до 400 м. Залежь пластовая сводовая с ВНК на отметке –1450 м. Пласт сложен мелкозернистыми разноразмерными песчаниками общей мощностью 15–20 м.

В пределах Сосновского поднятия в скв. 714 вскрыт доюрский фундамент (глубина 2592 м, абс. отм. –2494 м), представленный базальтами. Ниже, по данным ГИС, интервал 2656–2690 м характеризовался как хороший коллектор. При испытании интервала 2656–2670 м получен приток нефти дебитом 4,5 м³/сут при динамическом уровне 910 м. В скв. 710, расположенной в 2,3 км к востоку и ниже по структурному склону от скв. 714, доюрский фундамент вскрыт на глубине 2734 м (абс. отм. –2625 м), что на 131 м ниже, чем в скв. 714; здесь признаков нефти в доюрских породах не отмечено. Наличие же нефти в эффузивах скв. 714, по-видимому, можно объяснить примыканием отложений тюменской свиты, которые на Красноленинском своде регионально нефтенасыщены, к резкому выступу пород доюрского фундамента.

Проявление нефти Восточно-Сосновское (Ш-2-15) приурочено к одноименному локальному поднятию, осложняющему восточный склон Малоатлымского вала. Поднятие выявлено сейсморазведочными работами МОВ ОГТ в 1978 г., в 1991 г. при испытании пласта «Ю₂» в скв. 713 из интервала 2634–2725 м (открытый ствол) получен приток нефти дебитом 24 м³/сут при динамическом уровне 732 м. Пласт «Ю₂» сложен мелкозернистыми песчаниками сильно заглинизированными общей мощностью до 15 м. Залежь в пласте Ю₂ пластовая с ВНК, по предварительным данным, на абс. отм. –2484 м.

В этой же скважине доюрское основание вскрыто на глубине 2733 м (абс. отм. –2619 м). Оно сложено выветрелыми эффузивами, при испытании которых (интервал 2740–2825 м) получен приток нефти дебитом 7,0 м³/сут при динамическом уровне 646 м.

Проявление нефти Ковенское (V-2-1) представляет собой обособленную залежь в верхних пластах («Ю₂₋₃») тюменской свиты, приуроченную к ловушке в пределах локальной структуры третьего порядка, осложняющей Согомскую моноклираль. Притоки нефти с дебитом 0,13 м³/сут получены также из доюрских отложений.

Фроловская нефтегазоносная область (3)

Фроловская нефтегазоносная область занимает центральную часть территории листа. На северо-западе она граничит с Приуральской, на западе с Красноленинской, а на востоке со Среднеобской нефтегазоносными

областями. В ее пределах выделено пять нефтегазоносных районов (НГР): в северной части — Юильский, в западной — Ляминский, на востоке — Приобский, на юго-востоке — Салымский, и на юге листа расположена северная часть Уватского НГР.

Юильский НГР (3. 1). К настоящему времени выявлено семь месторождений (одно крупное, три средних, три малых) и одно проявление нефти. Все месторождения находятся в стадии разведки.

Промышленная нефтеносность установлена в пластах: «Ю₁₀₋₁₁» (горелая свита), «Ю₂₋₃» (тюменская свита), «Ю₀» (баженовская свита), «АС₁₀₋₁₁» и «АС₁₂» (ахская свита), «БС₁» и «БС₁₆» (черкашинская свита). Нефтеносные пласты сложены песчаниками, алевролитами и глинами битуминозными, имеют сложное строение вследствие фациальных замещений, ловушки часто осложнены литологическими экранами. Месторождения Юильского НГР преимущественно одно- или двухзалежные. Залежи массивные, пластово-сводовые. Глубина залегания продуктивных пластов от 2611 до 3041 м.

В качестве примера приведено описание месторождения нефти Верхнеказымское (I-5-1), расположенного в верховьях Казыма и в тектоническом отношении приуроченного к южной части Лунгорского вала (Лунгорский структурный мыс). Структура слабо вытянута в северо-восточном направлении, состоит из трех куполов и имеет симметричное строение. Амплитуда по отражающему горизонту Б — около 30 м. Месторождение открыто в 1990 г. Залежи нефти выявлены в пластах «АС₁₀», «АС₁₁», «БС₁₆».

Залежи нефти пластов «АС₁₀», «АС₁₁» приурочены к черкашинской свите. Пласты сложены мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. При испытании скв. 41 из интервала 2607–2615 м (пласт «АС₁₀») получен приток нефти дебитом 6,1 м³/сут при среднединамическом уровне 931 м. При испытании скв. 42 из интервала 2636–2647 м (пласт «АС₁₁») получен фонтан нефти дебитом 16,8 м³/сут через четырехмиллиметровый штуцер. Эффективная нефтенасыщенная мощность составила 8,8 м, ВНК принят на абс. отм. –2538 м. Залежи пластовые сводовые. Пористость пласта изменяется от 18 до 20 %, плотность нефти — 0,860–0,880 г/см³, содержание серы — 1,5 %. Месторождение крупное, находится в разведке.

Залежь нефти пласта «БС₁₆» вскрыта скв. 42 в интервале 3073–3087 м, приурочена к ачимовской толще. Пласт сложен мелкозернистыми песчаниками плохосортированными с пористостью 10,5–11,5 %. При испытании пласта в интервале 3072–3080 м получен приток нефти дебитом 3,4 м³/сут при СДУ 923 м. Залежь структурно-литологическая, распространена на восточном склоне структуры.

В целом территория Юильского НГР в пределах листа изучена бурением только на 10–15 %.

Ляминский НГР (3. 2) расположен западнее Приобского НГР, в тектоническом плане приурочен к западному борту Фроловской мегавпадины, строение которой осложнено структурами II порядка: валами (Татьеганским, Зенковским), Назымским куполовидным поднятием, прогибами

(Сынварским, Западно-Камыньским, Верхненазымским и Северо-Назымским), Итьяхской котловиной, Унлорским структурным мысом и Северо-Фроловским структурным заливом.

В пределах Ляминского НГР наиболее изучена его центральная часть, в меньшей степени — северная и южная части района. В настоящее время выявлено 13 месторождений нефти (три крупных, восемь средних, два малых).

Промышленная нефтеносность отложений подтверждена в пластах «Ю₁₀» (горелая, шеркалинская свиты), «Ю₂₋₉» (тюменская свита), «Ю₀» (тутлеймская свита), «АС₆» (фроловская свита), «ВК₁₋₂» (викуловская свита). Рассматриваемые отложения распространены повсеместно, за исключением верхов тюменской свиты (пласт «Ю₂»). Ляминский НГР находится западнее зоны с резкой литолого-фациальной изменчивостью неокомской части разреза. Песчаные пласты группы «АС», распространенные на востоке, практически все выклиниваются. Исключение составляет пласт «АС₆», сложенный в северо-восточной и юго-восточной частях района песчано-алевритовыми разностями.

Все месторождения сходны между собой как по геологическому строению, типу ловушек (структурные, структурно-литологические), так и по типу залежей — пластовые сводовые. Нефтеносные пласты мощностью 16–20 м сложены песчаниками, алевролитами и глинами битуминозными. Нефтенасыщенная мощность составляет 1,6–4,6 м при нефтегазонасыщении 0,6–0,9 %. Пористость вмещающих пород 0,1–0,16 %, проницаемость от 0,05 до 0,25 мД, плотность нефти 0,80–0,83 г/см³, содержание (%): смол 4,53–4,68, серы 0,20–1,14, парафинов 2,1–3,27.

В качестве примера приведено описание месторождения нефти Апрельское (III-3-4), приуроченного к одноименному локальному поднятию, осложняющему восточную часть Татъеганского вала. Месторождение открыто в 1982 г. при испытании юрских отложений в скв. 1 (интервал 2697–3013 м — открытый забой). В результате получен приток нефти дебитом 4 м³/сут при динамическом уровне 1473 м. Пласт «Ю₂» сложен мелкозернистыми песчаниками с частыми линзами глин и алевролитов общей мощностью до 10 м. Залежь пластовая с ВНК на отметке –2645 м.

При испытании битуминозных глин тутлеймской свиты (пласт «Ю₀») получен приток нефти дебитом 7,5 м³/сут при динамическом уровне 1048 м.

В скв. 4 получен приток нефти с водой дебитом 2,9 м³/сут при динамическом уровне 1015 м из отложений горелой свиты (пласт «Ю₁₀», интервалы 3108–3118 и 3128–3133 м). Содержание нефти достигало 53 %. Этот факт позволяет предположить наличие на северном склоне Татъеганского вала в отложениях горелой свиты стратиграфически экранированной ловушки, заполненной нефтью.

Приобский НГР (3. 3) примыкает с востока к высокопродуктивной Среднеобской НГО, хорошо изучен бурением и геофизикой, имеет достаточно высокую удельную плотность суммарных геологических ресурсов

углеводородов. Располагается район вдоль восточного борта Фроловской мегавпадины, осложненной многочисленными валами (Айпимский, Верхнелеяминский, Сахалинский, Фроловский и др.), прогибами (Восточно-Айпимский, Западно-Камынский, Северо-Тундринский, Балинский, Западно-Сахалинский и др.), а также котловинами и седловинами. Все эти структуры в той или иной степени принимали участие в формировании залежей структурного и структурно-литологического типа.

Промышленная нефтеносность установлена в пластах «Ю₁₀₋₁₁» (горелая свита), «Ю₂₋₃» (тюменская свита), «Ю₁» (абалакская свита) и «Ю₀» (баже-новская свита). Основным продуктивным комплексом является неокомский. Приобский НГР расположен в зоне резкой литолого-фациальной изменчивости этой части разреза, характеризующейся большой пестротой фаций, образующих специфические ряды, где замещения происходят на разных уровнях. Песчаные пласты, распространенные на Сургутском своде (восточнее выделенного района), резко выклиниваются, замещаются глинами — это так называемый «фроловский глиняный барьер». При этом песчаные пласты неокома выклиниваются таким образом, что с востока исчезают самые нижние, а по мере продвижения на запад постепенно выклиниваются залегающие выше. Отложения неокома являются наисложнейшим комплексом пород из всех мезозойских образований Западной Сибири [291]. Здесь широко распространены структурно-литологические и литологически экранированные ловушки, особенно в пластах группы «АС». В целом в составе неокомского НГК выделяются многочисленные нефтеносные пласты групп «АС» и «БС».

В пределах Приобского НГР в настоящее время известно 31 месторождение, из них одно уникальное (Приобское), восемь крупных, 13 средних и девять малых, и одно проявление нефти. Практически все месторождения Приобского НГР как по типу залежей (пластовые сводовые), так и по типу ловушек (структурные, структурно-литологические) идентичны между собой. Наиболее разведанные месторождения — многозалежные, отдельные мелкие месторождения имеют одну залежь, но это объясняется их недоразведанностью. Ниже приводится краткая характеристика наиболее типичного месторождения.

Месторождение нефти Айпимское (III-6-6) приурочено к Айпимскому валу, осложняющему восточный борт Фроловской мегавпадины. Открыто в 1971 г. Залежи нефти выявлены в пластах «Ю₂», «АС₈», «АС₉», «АС₁₀», «АС₁₂», «БС₁₆».

В скв. 6 испытан пласт «Ю₂». Из интервала 2906—2934 м получен приток нефти дебитом 5,1 м³/сут при СДУ 1361 м.

Пласт «АС₈» испытан в скв. 4 (интервал 2225—2232 м), получен незначительный приток нефти дебитом 1,5 м³/сут при СДУ 1467 м. При испытании пласта «АС₁₀» (скв. 5, интервал 2293—2303 м) был получен приток нефти дебитом 10,1 м³/сут при СДУ 1218 м. Оба эти пласта сложены мелкозернистыми разносортированными песчаниками.

Пласт «АС₁₂» сложен мелкозернистыми песчаниками в западной части месторождения, на востоке песчаники этого пласта практически

выклиниваются. При испытании пласта «АС₁₂» был получен переливающийся приток нефти дебитом 2,5 м³/сут при СДУ 588 м. Из него же получены притоки нефти дебитом до 10,2 м³/сут при СДУ 715 м. Водо-нефтяной контакт по залежи в пласте «АС₁₂» не установлен, залежь площадного распространения имеет сложное строение.

В скв. 5 был испытан верхний пласт ачимовской толщи — «БС₁₆» (интервал 2768–2781 м). В результате получен приток нефти дебитом 5,3 м³/сут при СДУ 1744 м. Верхний песчаный пласт ачимовской толщи вскрыт во всех пробуренных скважинах.

Месторождение крупное, эксплуатируется. В последующем вдоль Айпимского вала на прилегающих к месторождению площадях были открыты Восточно-Лабатьюганское и Северо-Лабатьюганское месторождения нефти.

Салымский НГР (3. 4) расположен на юго-востоке листа, включает Салымскую группу поднятий и окружающие их впадины. Западная граница района проходит по зоне перехода ахской, черкашинской и алымской свит в породы фроловской и кошайской свит.

В пределах Салымского НГР открыто 11 месторождений нефти — восемь крупных и три средних. Месторождение Правдинско-Салымское (Бол. Салым) объединяет группу месторождений (Салымское, Северо-Салымское, Правдинское, Восточно-Правдинское, Промежуточное и др.) по пласту «Ю₀», приуроченному к глинистым породам баженовской свиты, которая является уникальной по особенностям коллектора, условиям залегания нефти и строению залежей.

Баженовская свита в пределах группы месторождений, объединенных в Правдинско-Салымское, представлена линзовидным чередованием массивных и плитчато-листоватых битуминозных глин мощностью 30,0–30,4 м. Эффективная мощность проницаемых пород измерена по пяти скважинам Салымской площади и составляет 17,3 м. При испытании скважин не зафиксировано притоков воды, поэтому это значение можно приравнять к усредненной мощности битуминозных плитчатых глин. В целом какой-либо закономерности в распространении проницаемых плитчатых разностей глин по площади Салымской структуры не наблюдается. Отмечена лишь тенденция увеличения их содержания в восточном и северном направлениях. Максимальная суммарная мощность (26,0 м) плитчатых глин отмечена на восточном склоне Салымского поднятия (центральная часть небольшой локальной впадины). Минимальная мощность 8,9–11,8 м зафиксирована в присводовой зоне Салымской площади.

Коллекторские свойства пород баженовской свиты изучались сотрудниками ЗапСибНИГНИ и ВНИГРИ. По результатам исследований разреза методами БКЗ и БК, замеры которых проводились до и после закачки соленой воды в пласт и по образцам керна, определены трещинная, открытая и общая пористость, газопроницаемость, остаточные водо- и нефтенасыщенность. В среднем эффективная пористость всех проницаемых пород равна 0,21 %, средняя трещинная пористость равна 0,069 %, трещинная проницаемость — 0,971 мД, открытая пористость — 8,28 %,

общая пористость — 10,87 %, газопроницаемость — 3,38 мД, остаточная водонасыщенность — 13,2 %, остаточная нефтенасыщенность — 23,3 %.

В настоящее время на Правдинско-Салымском месторождении пласт «Ю₀» вскрыт значительным количеством поисково-разведочных скважин, из которых (в том числе и внеструктурных) получены фонтаны нефти или зафиксированы нефтепроявления. Особый интерес представляют те из них, которые пробурены за пределами замыкающих изолиний локальных поднятий. Так, из скважин, пройденных на восточном и северо-западном склонах структуры, из баженовской свиты получены притоки нефти с дебитами от 0,8 до 150 м³/сут.

Одной из характерных особенностей баженовской свиты месторождения является повышенное удельное электрическое сопротивление, достигающее по отдельным скважинам 2–4,5 тыс. Ом · м. В сопредельных районах эти значения не превышают 100–200 Ом · м. Нефть из баженовской свиты метановая плотностью 0,80–0,88 г/см³, малосернистая (0,16–0,73 %) с содержанием 32–50 % фракций, выкипающих до 300 °С. Растворенный газ жирный, с содержанием суммы C₂H₆ + C₆H₁₄ от 10–16 до 30–48 %. Отмечено значительное содержание (до 1,98 %) в газе молекулярного водорода. Намечается тенденция увеличения плотности нефти к контурам залежей.

Привлекает внимание состав нефти на Верхнешапшинском месторождении, где при пластовой температуре 100 °С плотность нефти в сводовой части поднятия сравнительно высока и достигает 0,88 г/см³. В ее составе отмечается повышенное содержание смолисто-асфальтеновых и сернистых соединений. По-видимому, это объясняется нахождением нефти в краевой части залежи, что может служить косвенным доказательством зонального распространения нефти в баженовской свите независимо от структурного фактора.

Ниже в качестве примера приводится краткое описание Правдинского месторождения нефти, входящего в состав месторождения нефти Правдинско-Салымское (V-6-1).

Месторождение нефти Правдинское приурочено к Пойкинскому локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1959 г. в северной части Пойкинского вала. Простирается субмеридиональное. Амплитуда по отражающему горизонту Б равна 150 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям люлинворской свиты составляет всего 10 м. Месторождение открыто в 1964 г. Впервые запасы были утверждены в 1967 г. по данным 35 разведочных и четырех эксплуатационных скважин. Повторный подсчет запасов выполнен на 1.01.1996 г. по дополнительно пробуренным 38 разведочным и 1294 эксплуатационным скважинам.

Общая мощность осадочного чехла на Правдинском месторождении — 3160–3300 м. В соответствии с классификацией запасов, Правдинское месторождение является крупным, по геологическому строению — сложным. На месторождении выявлены залежи нефти в пластах «Ю₀», «БС₄», «БС₆», «БС₇», «БС₁₀», «БС₁₁», «БС₁₉», «БС_{20–21}», «АС₁₁» на глубинах от 2122

до 2920 м. Кроме того, зафиксированы нефтепроявления в пластах «Ю₆», «БС₂₂» и «БС₉».

Наибольший интерес представляет залежь пласта «Ю₀», представленная битуминозными аргиллитами баженовской свиты, которые перекрываются черными глинами подачимовской пачки мощностью 10–20 м. В скв. 80 при испытании пласта в интервале 2785–2792 м при динамическом уровне 1168 м дебит нефти составил 18,9 м³/сут. Температура — 102,5 °С. Промышленные притоки нефти из баженовской свиты отмечались и по другим скважинам. Залежь массивная с коллекторами трещинного типа.

Залежь пласта «АС₁₁» сложена мелкозернистыми глинистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Открытая пористость песчаников — 21–25 %. Покрышкой залежи является пласт глинистых пород мощностью от 3 до 75 м. Дебиты нефти изменяются от 7 до 18 м³/сут на 8-миллиметровом штуцере. ВНК отбивается на абс. отм. —2097 м. Высота залежи — 6–7 м. Залежь пластовая с литологическими экранами, мало- и среднедебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пластов «БС_{20–21}» приурочена к низам ачимовской толщи. Пласты представлены чередованием песчаников, глин и алевролитов. Покрышкой являются глинистые породы ачимовской толщи мощностью до 40 м. В скв. 90 из интервала 2653–2661 м при динамическом уровне 691 м получено 4,08 м³/сут нефти. Пластовая температура равна 87 °С. Залежь пластовая с литологическими экранами, среднедебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пласта «БС₁₉» приурочена к средней части ачимовской толщи. Пласт характеризуется чередованием песчаников, алевролитов и глин. Песчаные прослои не выдержаны по простиранию. Покрышкой залежи являются глинистые породы ачимовской толщи мощностью 5–10 м. В скв. 80 из интервала 2660–2667 м при динамическом уровне 1160 м получен приток нефти 3,9 м³/сут. Пластовая температура равна 97 °С. Залежь пластовая с литологическими экранами, малодебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пласта «БС₁₁» приурочена к ахской свите. Пласт развит на небольших участках на юго-западном и восточном склонах Пойкинского поднятия. Пласт сложен мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Покрышкой служат глинистые породы мощностью 19–81 м. На восточном крыле поднятия из интервала 2498–2504 м при динамическом уровне 1232 м получен приток нефти 10 м³/сут. Пластовая температура — 84 °С. Залежь пластовая, литологически экранированная со всех сторон, мало- и среднедебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пласта «БС₁₀» (ахская свита) развита только вдоль восточного склона Пойкинского поднятия. Он представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Покрышкой являются глинистые породы мощностью 39–68 м. Дебиты нефти измеряются 1,5–1,8 м³/сут. При динамических уровнях 234–540 м — до 77 м³/сут через 8-миллиметровый штуцер. Температура — 83–83,5 °С. ВНК проводится на абс. отм. —2430 м. Высота залежи — около 50 м. Залежь пластовая с литологическими экранами по

простирацию и восстанию пласта, мало- и высокодебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пласта «БС₇» в виде изолированной со всех сторон линзы распространена на небольшой площади западного склона Пойкинско-го поднятия. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Покрышкой служат глинистые породы мощностью 5–10 м. Дебиты нефти через 8-миллиметровый штуцер равны 50–120 м³/сут, газа — до 14 тыс. м³/сут. Температура изменяется от 86 до 92,5 °С. ВНК проходит на абс. отм. —2410 м. Высота залежи — около 75 м. Залежь пластовая, ограниченная экранами со всех сторон, высокодебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пласта «БС₆» распространена по всей площади Пойкинского поднятия и представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками, открытая пористость которых равна 19–22 %, проницаемостью 100–350 мД. Покрышкой залежи служит пласт глин мощностью 6–10 м. Дебиты нефти через 8-миллиметровый штуцер равны 75–158 м³/сут. Газовый фактор изменяется от 50 до 80 м³/м³ и увеличивается к своду поднятия. Температура от свода к склонам Пойкинской структуры возрастает от 80 до 85–86 °С. ВНК проводятся на восточном и северном склонах на абс. отм. —2330 м, на западном —2320 м. Высота залежи — 60–70 м. Нефть ароматическо-нафтено-метановая. Залежь пластовая сводовая, высокодебитная с коллекторами порового типа.

Залежь пласта «БС₄». Пласт представлен мелкозернистыми песчаниками, в северном направлении в его составе вначале появляются прослой глины, затем происходит полное замещение глинистыми породами. Открытая пористость песчаников — 12–21 %. Покрышкой залежи служат глинистые породы мощностью 35–40 м. Дебиты нефти изменяются от 0,2–0,4 до 53,3 м³/сут на восьмимиллиметровом штуцере. ВНК определен на абс. отм. —2557 м, высота залежи — 19 м. Залежь пластовая сводовая, осложненная внутренними глинистыми целиками, мало- и среднедебитная с коллекторами порового типа.

Нефть Правдинского месторождения сернистая, парафинистая, мало-смолистая. Пластовые воды продуктивных пластов гидрокарбонатно-натриевые, реже — хлор-кальциевые с минерализацией от 10,5 до 16,2 г/дм³.

Уватский НГР (3. 5) на территорию листа заходит только самой северной частью. В его пределах известны два средних (Малокондинское, Северо-Кондинское) и три малых месторождения (Кондинское, северные окончания месторождений Заозерное и Ендырское). В структурном плане группа Кондинских месторождений приурочена к Южно-Кондинскому прогибу, осложненному Волчаринским и Западно-Кондинским валами. Промышленно нефтеносными являются пласты «БС₇₋₉», «БС₄₋₆» ахской свиты, «АС₉₋₁₂» черкашинской свиты. Ловушки структурного и структурно-литологического типа, залежи пластовые сводовые, малodeбитные. Плотность нефти 0,863–0,868 г/см³. На Ендырском месторождении нефти, выходящем на территорию листа Р-42 совсем незначительной частью, промышленная нефть установлена в тутлеймской свите (пласт «Ю₀») и в коре выветривания по породам фундамента (пласт «П»). По пласту «Ю₀»

испытания проведены по скв. 9 в интервале 2805–2842 м, получен дебит нефти 5,6 м³/сут при динамическом уровне 1006 м, по пласту «П» интервал испытания 3038–3124 м, дебит нефти составил (скв. 14) 3,7 м³/сут при динамическом уровне 1188 м. Для всех месторождений состав нефти метано-нафтенный.

Среднеобская нефтегазовая область (4)

Среднеобская НГО, наиболее богатая нефтью с такими известными месторождениями как Самотлор, Федоровское, Мамонтовское, выделена в центральной части Западно-Сибирской провинции, включает Сургутский и Нижневартовский своды и прилегающие к ним отрицательные структуры.

На территории листа, вдоль его восточной границы, узкой полосой выходит западное обрамление Сургутского свода и часть Северо-Сургутской мегатеррасы. В пределах западного склона Сургутского свода выделяется серия валов (Пимский, Востокинский), куполовидных поднятий (Тромьеганское, Нижнесортымское) и структурных мысов (Камынский, Восточно-Сахалинский) вдоль Фроловской шовной зоны. На территории листа в пределах Среднеобской НГО выделены два НГР — Сургутский и Ноябрьский. Последний на территории листа не изучен, месторождений нефти и газа не выявлено.

Сургутский НГР (4. 2). Выявлено 17 месторождений (шесть крупных, пять средних, шесть малых) и одно проявление нефти, одно крупное месторождение нефти и газа. Девять месторождений находятся в эксплуатации. Месторождения одно-, двух- и многозалежные. Месторождения Малоперевальное, Алехинское, Лянторское и Малобалыкское на территории листа занимают незначительную площадь. Основные запасы сосредоточены на территории листа Р-43.

Примером многозалежного является месторождение нефти Камыньское (III-6-8), приуроченное к Камыньскому структурному мысу. Размеры структуры 15 × 5 км в контуре изогипсы —2725 м по отражающему горизонту Б. Месторождение открыто в 1981 г. Залежи нефти выявлены в пластах «Ю₂», «Ю₀», «БС₁», «БС₆», «БС_{18–22}», «АС₁₁».

Залежь пласта «Ю₂» расположена на Камыньском локальном поднятии и приурочена к кровле тюменской свиты. Пласт сложен чередованием песчаника мелкозернистого и аргиллита. Эффективная нефтенасыщенность пласта составляет в среднем 3,3 м. При испытании скв. 45 из интервала 2880–2930 м получен приток нефти дебитом 6,3 м³/сут при СДУ 1611 м. Залежь пластовая сводовая.

Залежь пласта «Ю₀» связана с баженовской свитой и распространена на Картурском локальном поднятии. По керну пласт представлен аргиллитами темно-коричневыми битуминозными. При испытании скв. 78 из интервала 2836–2868 м получен фонтанирующий приток нефти дебитом 53 м³/сут через шестимиллиметровый штуцер. Залежь литологически экранированная.

Залежи пластов группы «БС» приурочены к ахской свите с ачимовской толщей. Залежь пласта «БС₂₂» открыта скв. 48, при испытании которой в интервале 2789–2816 м получен приток нефти дебитом 1,8 м³/сут при СДУ 1090 м. Залежь пластовая, литологически экранированная в северной и юго-западной частях месторождения, развита в центральной части структуры.

Пласт «БС₂₁» сложен мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов общей мощностью 14 м. При испытании скв. 50 из интервала 2814–2831 м получен приток нефти дебитом 6,6 м³/сут при СДУ 1303 м. Пластовая температура — 98 °С. Залежь пластовая сводовая.

Залежь пласта «БС₂₀» приурочена к мелкозернистым песчаникам. Нефтенасыщенная мощность составляет 9,6 м. Из интервала 2769–2781 м (скв. 59) получены промышленные притоки нефти дебитом 30 м³/сут при СДУ 1485 м. Залежь пластовая сводовая.

Залежь пласта «БС₁₉» испытана в скв. 50 в интервалах 2770–2783 и 2792–2804 м, где вскрыты песчаники с линзами алевролитов. Нефтенасыщенная мощность составляет 11,2 м. При испытании этих интервалов совместно получен приток нефти дебитом 3,2 м³/сут при СДУ 1178 м. При повторном снижении уровня до 1490 м приток нефти возрос до 5,2 м³/сут. Пластовая температура — 95 °С. Залежь пластовая сводовая.

Залежь пласта «БС₁₈» распространена в западной части месторождения. Пласт вскрыт скв. 42 в интервале 2714–2735 м, сложен мелкозернистыми песчаниками. Нефтенасыщенная мощность достигает 12,2 м. При испытании скважины получен приток нефти дебитом 3,4 м³/сут при СДУ 1394 м. Пластовая температура равна 93 °С. Залежь пластовая, ограничена литологическим экраном с востока.

Залежь «БС₆» пластовая сводовая высотой 6 м. Пласт сложен мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Эффективная нефтенасыщенная мощность в среднем по залежи составляет 4 м. При испытании скв. 43 из интервала 2439–2445 м получен приток нефти дебитом 5,2 м³/сут при СДУ 1402 м.

Залежь пласта «БС₁» приурочена к ахской свите. Пласт сложен песчаниками мелкозернистыми плохоотсортированными. Эффективная нефтенасыщенная мощность в среднем по залежи составляет 5,1 м. В скв. 42 из интервала 2407–2418 м получен приток нефти дебитом 6,5 м³/сут при СДУ 696 м. ВНК установлен на абс. отм. —2340 м. Залежь литологически экранирована с востока и запада. Высота залежи — 53 м.

Залежь пласта «АС₁₁» приурочена к черкашинской свите. Пласт сложен аргиллитами темно-серыми, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и темно-серыми плотными глинами. При испытании скв. 43 из интервала 2275–2282 м получен приток нефти дебитом 31,8 м³/сут. Залежь пластовая сводовая. ВНК принят на абс. отм. —2208 м. Размеры залежи 15 × 5 км, высота — 17 м.

Месторождение крупное, с 1989 г. находится в эксплуатации.

На юго-востоке территории листа в пределах северо-западной части Нюрольско-Юганского геоблока располагается Юганская мегавпадина, которую осложняют Малобалькская мегаседловина, Владигорский вал и

Милясовский прогиб. Эта часть структуры также входит в состав Сургутского НГР. На стыке Владигорского вала и Милясовского прогиба открыто Ямское месторождение нефти.

Месторождение нефти Ямское (VI-6-1) представлено пластом «БС₁₆» ахской свиты. Пласт сложен незакономерным линзовидным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Нефтенасыщенная мощность пласта 11 м (в интервале 2832–2858 м), нефтенасыщенность 0,59, плотность нефти 0,864 г/см³. Пластовая температура — 87 °С. Содержание (%): парафин — 2,36, смолы, асфальтены — 7,71. Открытая пористость — 17 %. Залежь пластовая сводовая. Месторождение среднее, находится в разведке.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Торф. На территории листа болотные массивы покрывают большую часть (70–80 %) междуречных пространств. Благоприятные условия торфонакопления, разнотипное строение торфяных залежей обусловлены прежде всего такими факторами, как равнинность территории, влажный климат, состав и строение приповерхностных отложений. К настоящему времени на территории листа разведано семь месторождений торфа, показанных на Карте плиоцен-четвертичных образований. Характеристика месторождений торфа приведена в табл. 4. Месторождения относятся к категории крупных, имеют запасы и ресурсы торфа десятки и сотни млн т при 40 % влажности. Торфяные залежи приурочены к голоценовым палюстринным (болотным, биогенным) отложениям.

Мощности торфяного пласта по всем залежам составляют от 1,0 до 5,0 м. Торф характеризуется средней степенью разложения (18–35 %) и низкой зольностью (2,0–9,7 %).

Исходя из особенностей строения залежей, их геоморфологической позиции и показателей качества торфа, месторождения относятся к верховому, переходному, низинному или смешанному типам залежей. Преобладающим как по площади, так и по запасам является верховой тип залежей. Низинный и смешанный типы залежей по площади занимают меньшую долю, а переходный занимает среднее распространение по площади.

Запасы и ресурсы по категориям А + С₁ + С₂ + Р₁ + Р₂, оцененные по семи месторождениям, составляют 642,384 млн т. Кроме того, на площади листа Р-42 выявлены 177 перспективных залежей [236], показанных на схеме районирования и прогноза на торф в зарамочном оформлении к Карте плиоцен-четвертичных образований.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ И РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Титан и цирконий. Территория листа расположена в центральной части Западно-Сибирской плиты, в которой установлено широкое развитие циркониево-титаноносных россыпей [11, 71, 155, 220].

Характеристика месторождений торфа

Но- мер зоны	Номер на карте ПЧО	Наименование мес- торожения	Тип залежи	Категория запасов	Площадь промыш- ленной зале- жи, км ²	Мош- ность зале- жи, м	Запасы при 40 % влаж- ности, млн т	Средняя степень разложе- ния, %	Средняя золь- ность, %	Стадия и год работ		
1	VI-6-9	Большое Милясово	Всего, в т. ч:	C ₂	551,79	3,80	259,060	20	3	Поисковая, 1987		
			верховой		395,91	4,09	188,138	18	2			
			смешанный		71,02	3,19	28,363	23	4			
			переходный		9,82	2,78	3,740	26	5			
			низинный		75,04	3,01	38,819	28	7			
2	IV-6-19	Сытоминское	Всего, в т. ч:	C ₁ + C ₂ + P ₁	246,67	1,94	70,262	33	5,85	Поисковая, 1957. Предварительная разведка, 1989		
			верховой		107,86	2,02	27,888	34	4,8			
			смешанный		7,16	1,35	1,237	30	6,1			
			переходный		122,92	1,90	38,302	35	6,9			
			низинный		8,73	1,98	2,835	31	6,7			
	IV-6-20	Ямское	Всего, в т. ч:	C ₂	48,28	2,57	39,028	32,5	7,25	Поисковая, 1957. Предварительная разведка, 1967		
			верховой		25,72	2,64	8,690					
			смешанный		9,77	2,10	24,465	30	4,8			
			низинный		12,79	2,80	5,873	35	9,7			
	II-6-15	Пим-Тром- Юганское (включая также месторождение Пимское)	Всего	A + C ₂ + +P ₁ + P ₂	4160,46	2,13	119,067	21	4	Поисковая, 1957. Поисково- оценочная, 1976. Детальная раз- ведка		
			IV-4-6	Сырковое	Всего	C ₂	113,19	2,28	44,185	33	4	Поисково- разведочная, 1974
			IV-3-5	Усен-Тор	Всего	C ₂	291,86	2,13	105,230	30	4	Поисково- разведочная, 1974
			IV-3-6	Хорово	Всего	C ₂	19,30	1,86	5,552	26	3	Поисково- разведочная, 1974
ВСЕГО			A + C ₁ + C ₂ + P ₁ + P ₂			642,384						

По условиям формирования, согласно В. А. Даргевич [220], они подразделяются на две большие группы: морские и континентальные. В составе морских установлено два типа: регрессивный, когда россыпи формируются за счет размыва площадных кор выветривания и песчано-глинистых толщ с низкими содержаниями рудных компонентов (вблизи складчатых образований), и трансгрессивный, когда образование россыпей происходит на значительном удалении от складчатых областей. Кроме этих двух типов, А. Е. Бабушкин [11] выделяет трансгрессивно-регрессивный тип, когда россыпи образуются в прибрежной полосе морского (озерного) бассейна в условиях его максимальной трансгрессии. Характерный представитель — Туганское месторождение титана и циркония в Томском Приобье, связанное с прибрежными фациями среднего эоцена. Проявления россыпной цирконий-титановой минерализации установлены по всему разрезу мезозойско-кайнозойского чехла. На территории листа наиболее приближенными к дневной поверхности (до глубин 200–300 м) являются три стратиграфических уровня: палеогеновый (олигоцен), неогеновый и четвертичный, которые и будут кратко рассмотрены ниже. На площади работ авторами установлены три линейных и 10 погребенных россыпных проявлений титана и циркония в олигоценовых отложениях и большое количество пунктов минерализации в плейстоценовых отложениях с содержаниями титана и циркония, близкими к промышленным. Эти пункты минерализации в местах их скопления объединены в площади, отвечающие по масштабам проявлениям. Всего выделено 34 площади (табл. 5).

Малоатлымское линейное россыпное проявление (III-1-8) расположено на левом берегу р. Мал. Атлым, протягивается от ее устья вверх по течению на 10 км. Здесь по четырем пунктам наблюдения в интервале 1,5–8,0 м вскрыты кварцевые мелкозернистые пески атлымской свиты с выходом минералов тяжелой фракции от 1,0 до 12,67 % (преобладает выход от 1,0 до 4,0 %). Концентрация рудных минералов (%): ильменит — 31,67–55,0; рутил + лейкоксен — 10,66–20,0; циркон — 8,7–15,0. Содержание рудных элементов (кг/м³): ильменит — 9,26–45,8 (среднее 17,97); рутил + лейкоксен + сфен — 3,55–10,73 (среднее 5,6); циркон — 3,21–9,19 (среднее 4,51); условный ильменит — 46,51–178,0 (среднее 85,0).

Усть-Малоатлымское линейное россыпное проявление (III-1-9) располагается на правом берегу р. Обь вверх (8 км) и вниз (12 км) от устья р. Мал. Атлым. Рудоносность прослежена в 13 пунктах наблюдения в интервалах глубин от 0,5 до 25,5 м в мелко-среднезернистых кварцевых песках атлымской свиты, выход минералов тяжелой фракции колеблется от 1,1 до 3,15 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит — 28,0–53,75; рутил + лейкоксен — 10,5–24,33; циркон — 8,0–14,67. Содержания ильменита варьируют от 6,12 до 20,57 кг/м³ (среднее 12,85); рутила + лейкоксена — от 3,2 до 8,36 кг/м³ (среднее 4,84); циркона — от 1,73 до 5,58 кг/м³ (среднее 3,32).

Октябрьское линейное россыпное проявление (III-1-4) расположено на правом берегу Оби в районе пос. Октябрьский. Его протяженность около 4 км. В интервале 2,0–13,0 м в кварцевых мелкозернистых

песках атлымской свиты выход рудных минералов составляет (кг/м³): ильменит — 12,77–17,8 (среднее 14,97); рутил + лейкоксен — 4,6–4,87 (среднее 4,73); циркон — 2,63–3,32 (среднее 2,97); условный ильменит — 61,8–69,7 (среднее 65,75).

Погребенное россыпное проявление по скв. 8 РГ (Ш-2-5) расположено в верховьях р. Сынь-Юган на расстоянии 1,4 км на северо-восток от ее левого берега. Рудоносный горизонт вскрыт в кварцевых мелкозернистых песках новомихайловской свиты среднего олигоцена в интервале 159,0–163,5 м. Выход минералов тяжелой фракции колеблется от 2,2 до 12,6 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 75,0–81,2; рутил + лейкоксен — 6,8–11,5; циркон — 3,6–7,4. Содержания рудных минералов составляют (кг/м³): ильменит — 23,76–110,5 (среднее 67,13); рутил + лейкоксен + сфен — 4,55–15,42 (среднее 10,01); циркон — 1,42–16,78 (среднее 9,07).

Погребенное россыпное проявление по скв. 7 РГ (Ш-2-8) расположено на водоразделе рек Мал. Атлым и Сынь-Юган в 1,5 километрах юго-восточнее отметки 182 м. В интервале 160,0–161,0 м вскрыты кварцевые пески атлымской свиты. Выход минералов тяжелой фракции — 6,9 % при концентрациях рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 78,8; рутил + лейкоксен — 12,0; циркон — 2,9. Средние содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 58,62; рутил + лейкоксен — 14,4; циркон — 3,6; условный ильменит — 126,7.

Погребенное россыпное проявление по скв. 6 РГ (Ш-2-9) расположено в верховьях р. Мал. Атлым на левобережье ее левого притока. В мелкозернистых кварцевых песках новомихайловской свиты в интервале 91,0–100,0 м выход минералов тяжелой фракции — 2,6–7,1 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 74,4–77,5; рутил + лейкоксен — 7,1–8,9; циркон — 8,8–8,9. Содержания рудных минералов колеблются (кг/м³): ильменит — 21,76–57,05 (среднее 39,4); рутил + лейкоксен + сфен — 4,5–10,73 (среднее 7,61); циркон — 2,85–11,25 (среднее 7,05); условный ильменит — 49,67–142,15 (среднее 95,9).

Погребенное россыпное проявление по скв. 5 РГ (Ш-2-10) — левобережье р. Овыньган, левого притока р. Мал. Атлым. Концентрации рудных минералов вскрыты в следующих интервалах глубин:

1. 25,0–28,7 м — кварцевые мелкозернистые пески туртасской свиты с выходом минералов тяжелой фракции 2,4–5,2 % и концентрациями рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 71,9–72,3; рутил + лейкоксен — 5,2–7,5; циркон — 7,5–10,0. Содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 18,72–40,38 (среднее 29,55); рутил + лейкоксен + сфен — 3,27–4,87 (среднее 4,39); циркон — 3,24–9,36 (среднее 6,3); условный ильменит — 43,68–96,56 (среднее 70,12);

2. 58,0–78,3 м — выход рудных минералов в кварцевых мелкозернистых песках новомихайловской свиты составляет от 2,5 до 18,2 %. Концентрации рудных минералов в тяжелой фракции (%): ильменит + магнетит — 69,7–72,4; рутил + лейкоксен — 5,5–10,6; циркон — 5,8–10,0. Содержания составляют (кг/м³): ильменит — 18,82–138,4 (среднее 50,7);

рутил + лейкоксен + сфен — 3,16–19,65 (среднее 7,76); циркон — 3,37–19,0 (среднее 7,88); условный ильменит — 46,97–287,6 (среднее 111,4);

3. 83,7–101,6 м — в песках новомихайловской свиты установлены содержания рудных минералов в количестве (кг/м³): ильменит — 17,21–35,75 (среднее 22,8); рутил + лейкоксен + сфен — 1,26–6,39 (среднее 3,58); циркон — 2,7–6,66 (среднее 4,75); условный ильменит — 33,34–87,35 (среднее 55,44);

4. 106,9–130,5 м — в мелко-среднезернистых кварцевых песках атлымской свиты содержания рудных минералов заметно выше, и это объясняется технологией бурения, которое приводит к искусственному обогащению минералами тяжелой фракции призабойной части ствола скважины. Выход минералов тяжелой фракции 4,8–10,4 %, концентрации рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 74,2–78,4; рутил + лейкоксен — 5,9–10,3; циркон — 5,6–8,0. Содержания рудных минералов составляют (кг/м³): ильменит — 40,64–87,5 (среднее 59,96); рутил + лейкоксен + сфен — 5,09–12,97 (среднее 9,49); циркон — 5,34–13,1 (среднее 8,19); условный ильменит — 87,44–183,3 (среднее 124,8).

Городская площадь (проявление) (V-4-2) включает в себя четыре россыпепроявления, расположенных в пределах г. Ханты-Мансийск.

Погребенное россыпное проявление по скв. 4РГ. В интервале глубин 105,1–200,8 м в кварцевых мелкозернистых песках отмечены три потенциальные россыпи в новомихайловской свите (интервалы 105,1–112,9; 118,1–124,6; 156,4–171,5 м) и две потенциальные россыпи в атлымской свите (интервалы 171,5–176,9; 190,0–200,8 м) с принятой суммарной мощностью соответственно 15 и 10 м. Выход минералов тяжелой фракции от 1,3 до 6,5 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит — 39,2–56,9; рутил + ильменит — 3,84–15,3; циркон — 2,0–6,8. Содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 13,2–32,7 (среднее 20,59); рутил + лейкоксен + сфен — 3,55–6,61 (среднее 5,0); циркон — 2,15–6,38 (среднее 3,85); условный ильменит — 35,00–80,56 (среднее 54,44).

Погребенное россыпное проявление по скв. 2РГ. В интервале 120,1–194,0 м возможно выделение до шести потенциальных россыпей, приуроченных к кварцевым мелкозернистым пескам новомихайловской и атлымской свит. Мощность продуктивной толщи принята 30 м. Выход минералов тяжелой фракции — от 2,2 до 8,1 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 51,9–74,8; рутил + лейкоксен — 5,0–13,4; циркон — 0,7–10,8. Содержания рудных минералов в предпологаемых россыпях колеблются в пределах (кг/м³): ильменит — 18,11–47,42 (среднее 29,91); рутил + лейкоксен + сфен — 3,14–9,52 (среднее 5,34); циркон — 2,92–7,6 (среднее 4,47); условный ильменит — 44,06–106,55 (среднее 67,58).

Погребенное россыпное проявление по скв. 3РГ. В интервалах 88,7–107,1 и 196,0–200,8 м в кварцевых мелкозернистых песках соответственно новомихайловской и атлымской свит выходы минералов тяжелой фракции составили 2,2–4,7 и 3,2–3,9 %. Концентрации рудных минералов соответственно (%): ильменит + магнетит — 39,0–64,8 и 75,0–76,8; ру-

тил + лейкоксен — 5,8–8,7 и 4,7–5,1; циркон — 3,7–5,3 и 11,5–11,6. Содержания рудных минералов соответственно (кг/м³): ильменит — 18,7–29,19 (среднее 23,68); рутил + лейкоксен + сфен — 3,15–4,69 (среднее 3,92); циркон — 2,95–7,41 (среднее 5,18); условный ильменит — 46,86–66,4 (среднее 56,5).

Погребенное россыпное проявление по скв. 1РГ. В интервале 177,0–215,0 м в кварцевых мелкозернистых слабослюдистых песках новомихайловской свиты возможно выделение трех потенциальных россыпей общей мощностью 15 м. Выход минералов тяжелой фракции составил от 1,9 до 3,5 % с концентрациями рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 47,9–69,9; рутил + лейкоксен — 6,8–9,1; циркон — 3,7–6,3. Содержания рудных минералов составили (кг/м³): ильменит — 13,83–20,11 (среднее 17,34); рутил + лейкоксен + сфен — 3,38–3,51 (среднее 3,78); циркон — 1,75–2,67 (среднее 2,29); условный ильменит — 37,5–44,29 (среднее 41,85).

Кашатское погребенное россыпное проявление (VI-1-1) по скв. 18-Зр расположено в верховьях р. Лох-Я, левого притока р. Юконда. В интервале 65,0–115,0 м в алеврито-песчаных кварцевых отложениях новомихайловской свиты возможно выявление трех потенциальных россыпей с содержаниями рудных минералов (кг/м³): ильменит — 19,56–30,87 (среднее 25,8); рутил + лейкоксен + сфен — 6,93–10,43 (среднее 8,83); циркон — 1,56–4,46 (среднее 2,71); условный ильменит — 58,19–77,36 (среднее 68,76). Условная мощность продуктивной толщи — 15 м.

Хойское-1 погребенное россыпное проявление (VI-2-1) по скв. 27-Зр расположено в верховьях р. Хой в 4,6 км на юго-восток от ее правобережья. В интервале 245,0–250,0 м вскрыты кварцевые алевриты и мелкозернистые пески атлымской свиты, бедные по содержанию рудных минералов. Выход минералов тяжелой фракции — 1,7 % с концентрациями рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 28,1; рутил + лейкоксен — 8,2; циркон — 4,2. Средние содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 8,6; рутил + лейкоксен + сфен — 2,5; циркон — 1,28; условный ильменит — 22,8.

Яглинское погребенное россыпное проявление (VI-2-2) по скв. 19-Зр расположено в истоке левого притока (ручья) р. Ягла. В верхней части интервала 117,0–210,0 м в кварц-полевошпатовых мелкозернистых песках и алевритах новомихайловской свиты вскрыт рудоносный горизонт мощностью 7,0 м (принятая мощность 5,0 м), в нижней — рудоносный горизонт в кварцевых мелкозернистых песках атлымской свиты с опробованной мощностью 15,0 м (принятая мощность 5,0 м, выход зерна до 30 %). Содержания рудных минералов составляют (кг/м³): ильменит — 15,98–24,38 (среднее 20,18); рутил + лейкоксен + сфен — 8,78–9,19 (среднее 8,98); циркон — 1,94–2,25 (среднее 2,1); условный ильменит — 59,89–64,93 (среднее 62,41).

Хойское-2 погребенное россыпное проявление (VI-2-3) по скв. 24-Зр расположено в 6 км в юго-юго-западном направлении от истока р. Хой. В интервале 154,0–184,0 м в алевритах и кварцевых среднезернистых песках новомихайловской свиты выход минералов

Скв. 3РГ		6	33,5–63,2	11,81	21,26	3,67	6,61	3,13	5,64	38,53	69,36	aItl
		6	88,7–200,8	13,16	23,68	2,18	3,92	2,88	5,18	31,39	56,5	P _{3nm} , P _{3at}
Скв. 1РГ		5	177,0–215,0	9,63	17,34	2,1	3,78	1,27	2,29		41,85	P _{3nm}
Кашатское проявление (скв. 18-3р)	VI-1-1	4	5,0–45,0	25,85	46,53	5,02	9,05	11,58	20,48	91,67	165,0	la ⁴ II–IIIItz-kz, aItl
		7	65,0–115,0	14,33	25,8	4,9	8,83	1,5	2,71	38,2	68,76	P _{3nm}
Хойское-1 проявление (скв. 27-3р)	VI-2-1	2	120,5–122,0	10,27	18,48	3,09	5,57	3,09	5,57	37,40	67,33	aItl
		1	245,0–250,0	4,78	8,6	1,39	2,5	0,71	1,28	12,67	22,8	P _{3at}
Яглинское проявление (скв. 19-3р)	VI-2-2	2	17,0–25,0	6,78	12,22	4,19	7,55	1,91	3,44	29,43	52,97	llsk
		4	117,0–210,0	11,21	20,18	4,99	8,98	1,17	2,1	34,67	62,41	P _{3nm} , P _{3at}
Хойское-2 проявление (скв. 24-3р)	VI-2-3	6	115,0–135,0	8,92	16,05	2,7	4,87	2,55	4,6	29,76	53,57	aItl
		11	154,0–184,0	10,52	18,93	2,63	4,74	2,33	4,19	29,5	53,11	P _{3nm}
Урвандское проявление (скв. 23-3р)	VI-4-1	3	30,0–40,0	7,81	14,06	1,07	1,93	2,39	4,31	21,6	38,89	aItl
		14	70,0–199,0	14,75	26,55	2,25	4,05	2,99	5,39	35,07	63,12	P _{3nm} , P _{3at}
Рудопоявление Базовское, скв.9-3р	VI-4-2	3	46,5–74,2	14,77	26,59	3,65	6,58	21,05	3,79	36,61	65,9	P _{3nm}
Сорумская площадь	I-3-1	8	0,4–4,8	9,166	16,49	2,48	4,47	3,45	6,2	32,67	58,8	aH, la ³ IIer, la ⁴ II–IIIItz-kz
Кутопская площадь	I-3-2	2	2,6	8,19	14,75	0,94	1,69	1,62	2,91	18,29	32,92	la ⁴ II–IIIItz-kz
Помутская площадь	I-3-3	7	2,0–7,0	9,84	17,71	19,05	3,48	3,46	6,23	27,81	50,06	la ⁴ II–IIIItz-kz
Вельюганская площадь	I-3-4	15	0,3–3,0	14,26	25,67	3,81	6,85	5,01	9,02	48,07	86,53	la ⁴ II–IIIItz-kz, allInd, allHs
Ай-Курьехская площадь	I-4-1	7	0,8–13,0	6,43	11,58	2,17	3,9	2,7	4,87	24,08	43,35	la ⁴ II–IIIItz-kz, allInd
Унвошьеганская площадь	I-4-2	19	0,8–6,0	11,91	21,44	3,03	5,45	3,71	6,68	38,15	68,68	la ⁴ II–IIIItz-kz, allInd, allHs
Верхнеказымская площадь	I-5-3	7	1,0–15,7	14,9	26,83	2,79	5,03	5,05	9,09	45,96	82,73	a ¹ IIIsr–H, allInd

Кельсиеганская площадь	II-4-1	4	2,2–2,5	19,33	34,8	4,33	7,8	6,31	11,36	61,05	109,9	allInd, allHs
Нярвошьюганская площадь	II-4-2	4	2,4–2,8	10,84	19,52	3,14	5,66	3,67	6,6	37,32	67,18	allInd, amEmz
Верхнеляминская площадь	II-4-5	9	1,0–7,5	10,39	18,7	2,63	4,73	4,08	7,35	36,9	66,42	allInd, aH
Веняхская площадь	II-5-2	3	0,7–4,5	14,9	26,82	3,85	6,93	4,57	8,23	47,68	85,82	allHs
Тромьеганская площадь	II-6-3	18	0,4–3,6	8,43	15,17	2,03	3,66	3,22	5,8	27,94	50,3	allInd, allHs, amEmz
Атымская площадь	III-2-6	5	0,0–8,0	28,79	51,82	3,7	6,66	4,19	7,55	51,86	93,35	allHs, amEmz
Карымкарская площадь	III-2-16	5	2,0–5,4	9,9	17,8	3,04	5,47	2,16	3,89	30,04	54,07	la ⁴ II–III ^{tz-kz}
Верхненазымская площадь	III-3-1		2,5–5,0	65,16	117,3	14,25	25,66	26,23	47,22	191,59	344,86	allHs
Тункорьюганская площадь	III-3-3	7	0,5–15,0	9,11	16,14	1,73	3,12	2,28	4,11	20,92	37,65	aH, allInd
Среднеляминская площадь	III-5-6	3	1,5–5,8	14,04	25,27	2,18	3,92	6,08	10,94	47,1	84,78	la ⁴ II–III ^{tz-kz}
Пимская площадь	III-6-3	12	0,2–8,0	11,05	19,9	2,38	4,28	3,46	6,23	33,97	61,14	la ⁴ II–III ^{tz-kz} , allInd
Потьмецкая–1 площадь	IV-1-1	8	1,5–3,6	10,18	18,32	3,85	6,94	2,5	4,5	34,36	61,85	allHs, amEmz
Потьмецкая–2 площадь	IV-1-4	4	2,3–4,3	10,58	19,05	4,48	8,06	3,03	5,45	39,39	70,91	allHs
Нижнеляминская площадь	IV-5-3	10	2,0–14,0	8,1	14,58	2,54	4,58	2,42	4,35	26,84	48,31	la ² III ^{kr-sr} , la ⁴ II–III ^{tz-kz} , N ₁ pl
Южная площадь	V-3-1	15	1,2–13,4	4,28	7,17	2,08	3,75	1,69	3,05	29,01	52,22	allkm

тяжелой фракции 4,0–7,6 %. Здесь возможно выделение двух потенциальных россыпей с концентрациями рудных минералов (%): ильменит — 29,9–44,2; рутил + лейкоксен + сфен — 3,94–6,24; циркон — 3,0–7,9. Содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 16,99–20,88; рутил + лейкоксен + сфен — 4,3–5,19 (среднее 4,74); циркон — 3,76–4,62 (среднее 4,19); условный ильменит — 47,58–58,65 (среднее 53,11).

Россыпные проявления, расположенные вне площади и рудного узла, представлены Урвандским и Базовским проявлениями.

Урвандское погребенное россыпное проявление (VI-4-1) по скв. 23-3р расположено в 5,5 км на юго-восток от оз. Черный Сор. В интервале 70,0–199,0 м возможно выделение четырех потенциальных россыпей общей мощностью до 50 м (принято для подсчета 20 м). Три верхние — в алевритах и мелкозернистых песках новомихайловской свиты (в интервалах 70,0–86,0; 111,0–116,0; 130,0–145,0 м), нижняя — в мелкозернистых кварцевых песках атлымской свиты (188,0–199,0 м). Выход минералов тяжелой фракции от 2,0 до 6,1 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 41,0–71,2; рутил + лейкоксен — 2,6–9,6; циркон — 3,1–9,2. Содержания (кг/м³): ильменит — 15,83–41,14 (среднее 26,55); рутил + лейкоксен + сфен — 3,06–6,07 (среднее 4,05); циркон — 2,85–8,13 (среднее 5,39); условный ильменит — 40,66–97,37 (среднее 63,12).

Базовское погребенное россыпное проявление (VI-4-2) по скв. 9-3р расположено на правом берегу Иртыша напротив оз. Большое. В интервале 46,5–74,2 м в песках и алевритах новомихайловской свиты вскрыты три горизонта, обогащенных рудными минералами в количествах (кг/м³): ильменит — 21,96–32,88 (среднее 26,59); рутил + лейкоксен + сфен — 4,54–10,1 (среднее 6,58); циркон — 3,51–4,16 (среднее 3,79); условный ильменит — 55,47–84,4 (среднее 65,9).

В четвертичных отложениях наибольшее количество пунктов россыпной минерализации титана и циркония выявлено в наиболее изученных районах — Сибирские Увалы и Белогорское поднятие. Минерализации подвергнуты практически все генетические типы осадков. Какую-либо закономерность в размещении минералов титана и циркония на площади листа установить трудно. По скоплениям пунктов минерализации выделены 34 площади, характеристика которых приведена в табл. 5.

Из четвертичных образований А. Е. Бабушкин [11] выделил аллювиальные песчаные отложения талагайкинской свиты раннего неоплейстоцена как перспективные на россыпи минералов Ti и Zr. Основанием для перспективности отложений талагайкинской свиты является их накопление в долинообразных понижениях дочетвертичного рельефа. Это — аллювиальные палеодолины рек Обь и Иртыш, где песчаные отложения нижнего плейстоцена выполняют наиболее погруженные участки. Мелкозернистые рудоносные песчаные отложения талагайкинской свиты вскрыты скважинами колонкового бурения в районе Пельтыпского поднятия и в бассейне р. Иртыш в интервале глубин 30,0–130,0 м (проявления Кашатское, Хойское-1, Хойское-2, Урвандское, Городская площадь).

Городская площадь (проявление) (V-4-2), скв. 4РГ. В интервале 77,8–94,1 м в аллювиальных кварцевых мелкозернистых песках талагайкинской свиты нижнего неоплейстоцена выход минералов тяжелой фракции от 4,2 до 5,9 %, концентрации рудных минералов составляют (%): ильменит + магнетит — 44,6–56,2; рутил + лейкоксен + сфен — 6,4–8,9; циркон — 4,3–8,1. Содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 23,64–28,42 (среднее 25,85); рутил + лейкоксен + сфен — 5,81–7,37 (среднее 6,64); циркон — 4,57–6,12 (среднее 5,24); условный ильменит — 70,95–71,69 (среднее 71,43). Суммарная мощность продуктивных горизонтов — 15,0 м.

Скв. 3РГ. В аллювиальных песках, супесях талагайкинской свиты нижнего неоплейстоцена в интервале 33,5–63,2 м намечаются две потенциальные россыпи с общей прогнозируемой мощностью 10,0 м. Выход тяжелой фракции 4,7–8,3 % с концентрациями рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 27,1–43,2; рутил + лейкоксен — 3,7–7,3; циркон — 2,8–5,8. Содержания рудных минералов составляют (кг/м³): ильменит — 19,89–22,63 (среднее 21,26); рутил + лейкоксен + сфен — 5,97–7,26 (среднее 6,61); циркон — 5,33–5,94 (среднее 5,64); условный ильменит — 67,96–70,77 (среднее 69,36).

Кашатское проявление (VI-1-1) по скв. 18-Зр. На глубине 45,0 м аллювиальные пески талагайкинской свиты содержат (кг/м³): ильменит — 24,56; рутил + лейкоксен — 7,1; циркон — 6,48; условный ильменит — 78,89.

Хойское-1 проявление (VI-2-1) по скв. 27-Зр. В интервале 120,5–122,0 м в аллювиальных кварцевых песках и супесях талагайкинской свиты выход минералов тяжелой фракции составил от 4,6 до 5,6 %. Концентрации рудных минералов в тяжелой фракции (%): ильменит + магнетит — 28,4–37,8; рутил + лейкоксен — 4,3–7,6; циркон — 5,1–6,9. Средние содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 18,48; рутил + лейкоксен + сфен — 5,57; циркон — 5,57; условный ильменит — 67,33.

Хойское-2 проявление (VI-2-3) по скв. 24-Зр. В аллювиальных кварцевых мелкозернистых песках и алевритах талагайкинской свиты в интервале 115,0–135,0 м вскрыт горизонт с выходом минералов тяжелой фракции от 3,4 до 6,5 %. Концентрации рудных минералов в тяжелой фракции (%): ильменит + магнетит — 34,1–46,0; рутил + лейкоксен — 3,0–5,6; циркон — 3,9–7,2. Средние содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 16,05; рутил + лейкоксен + сфен — 4,87; циркон — 4,6; условный ильменит — 53,57.

Урвандское проявление (VI-4-1) по скв. 23-Зр. В интервале 30,0–40,0 м вскрыты аллювиальные кварцевые мелкозернистые пески талагайкинской свиты с выходом минералов тяжелой фракции от 2,0 до 3,0 %. Концентрации рудных минералов (%): ильменит + магнетит — 43,8–54,0; рутил + лейкоксен + сфен — 1,6–7,3; циркон — 8,0–10,3. Средние содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 14,06; рутил + лейкоксен — 1,93; циркон — 4,31; условный ильменит — 38,89.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КРЕМНИСТОЕ СЫРЬЕ. ОПОКА, ГЛИНЫ ДИАТОМОВЫЕ

В северо-западной части листа на поисковых стадиях работ выявлены восемь месторождений опок и глин диатомовых, приуроченных к отложениям люлинворской свиты. Три месторождения относятся к категории крупных, три — средних, два — малых. Ни одно из месторождений не эксплуатируется. Полузаводские испытания сырья не проводились.

Ниже охарактеризованы наиболее типичные месторождения опок и диатомовых глин.

Выргимское месторождение опок (I-1-6) расположено в районе оз. Выргимлор. Состоит из пяти линзообразных залежей, вытянутых в северо-восточном направлении. Мощность полезной толщи колеблется от 4,7 до 10,7 м. Вскрышные породы представлены песками мощностью от 0,9 до 5,2 м.

Химический состав (среднее содержание, %): SiO_2 общ. — 84,0, в т. ч. аморф. — 60,0; CaO — 0,7; MgO — 0,8; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — 2,4; Al_2O_3 — 5,5; TiO_2 — 0,3; Na_2O — 0,3; K_2O — 0,9; ппп — 3,5.

Вахсынекуртское месторождение диатомовых глин (I-1-12) расположено на правом берегу р. Лыхма на водоразделе. Полезная толща сложена глинами диатомовыми, образующими пластообразную залежь мощностью от 8,5 до 16,0 м (в среднем 12,1). Вскрышные породы представлены песком при средней мощности 1,6 м.

Характеристика диатомовых глин: содержание крупнозернистых включений $> 0,5$ мм — в среднем 0,5 %; число пластичности — от 12,3 до 17,1. Химический состав (среднее содержание, %): SiO_2 общ. — 76,0; SiO_2 аморф. — 36,0; CaO — 0,9; MgO — 1,11; FeO — 0,4; Fe_2O_3 — 0,4; Al_2O_3 — 11,2; TiO_2 — 0,6; Na_2O — 0,5; K_2O — 1,3; $\text{SO}_3 < 0,1$; ппп — 5,0.

Ветхотенлорское месторождение опок и диатомовых глин (I-1-9) расположено на правом берегу р. Лыхма в 17 км юго-восточнее оз. Ветхотенлор. Месторождение состоит из пластообразных залежей опоки (одна) и диатомовых глин (две).

Мощность залежи опоки колеблется от 3,3 до 38,9 м, составляя в среднем 12,7 м. Мощности диатомовых глин колеблются от 2,9 до 6,0 м, в среднем 4,5 м. Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем средней мощностью 0,3 м. Химический состав (%): SiO_2 общ. — 92,38; SiO_2 аморф. — 58,12; CaO — 0,29; MgO — 0,49; FeO — 0,37; Fe_2O_3 — 2,80; Al_2O_3 — 3,90; Na_2O — 0,22; K_2O — 1,16; SO_3 — 0,04; ппп — 1,83.

Гранулометрический состав (%):

Размер фракции (мм)	От	До	Среднее
$> 0,06$	5,3	20,51	12,3
0,06–0,01	26,8	49,8	33,3
0,005–0,01	10,2	10,8	10,5
0,001–0,005	14,6	20,6	17,6
$< 0,001$	19,5	21,9	20,7

Распределение запасов и ресурсов по месторождениям кремнистого сырья

Номер на карте ПИ	Месторождения, полезные ископаемые	Запасы категории С ₂ , тыс. м ³	Ресурсы категории Р ₁ , тыс. м ³	Возможная продукция
I-1-6	Выргимское <i>Опока</i>	6301		Силикатный бетон, термолит
I-1-7	Атымьюганское <i>Опока</i>	2040,5		Силикатный бетон, термолит
I-1-10	Вахсынглорское <i>Опока</i>	94,2	390	Силикатный бетон, термолит
	<i>Диатомовые глины</i>	81,0		
I-1-11	Харьегамлорское <i>Опока</i>	1240		Силикатный бетон, термолит
	<i>Диатомовые глины</i>	1950		
I-1-12	Вахсынекуртское <i>Диатомовые глины</i>	4477		Силикатный бетон, термолит
I-1-14	Питыхирьюганское <i>Опока</i>	882		Силикатный бетон, термолит
	<i>Диатомовые глины</i>	5115		
I-1-9	Ветхотенлорское <i>Опока</i>	1143		Силикатный бетон, термолит
	<i>Диатомовые глины</i>	5331		
I-1-15	Курэқтыхлымсоимское <i>Опока</i>	317,8	3315	Силикатный бетон, термолит
ВСЕГО	<i>Опока</i>	12 018,5	3315	
	<i>Диатомовые глины</i>	16 954	390	

Характеристика кремниевого сырья: содержание крупнозернистых включений > 0,5 мм — от 0,4 до 2,04 %, в среднем — 1,22 %. Пластичность умеренная. Число пластичности — от 8,2 до 26,8, в среднем — 18,5.

Химический состав (среднее содержание, %): SiO₂ общ. — 77,83; SiO₂ аморф. — 22,27; CaO — 1,33; MgO — 1,11; FeO — 0,41; Fe₂O₃ — 2,1; Al₂O₃ — 10,72; TiO₂ — 0,87; Na₂O — 1,0; K₂O — 1,25; SO₃ < 0,1; ппп — 3,31.

Запасы и ресурсы по месторождениям кремнистого сырья, а также виды возможной продукции приведены в табл. 6.

Для Западно-Сибирского нефтегазового комплекса наиболее актуальны вопросы использования этих пород в строительной и теплоизоляционной отраслях, а ввиду их высоких сорбционных свойств — для естественной очистки как питьевых, так и технических вод.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глинистые породы. Глины кирпичные

На территории листа известно восемь месторождений глин. Из них одно месторождение относится к категории средних, остальные — к малым.

Ниже приводится (табл. 7) распределение запасов по месторождениям глинистого сырья. В качестве примера приводим описание Ш и ш ь е г а н - ского месторождения кирпичных глин (IV-1-7). Месторождение расположено в 10 км юго-восточнее пос. Талинский, оно приурочено к озерно-аллювиальным отложениям третьей надпойменной террасы. Это — пластообразная залежь. Полезная толща средней мощностью 6,6 м представлена суглинками. Средняя мощность вскрышных пород (почвенно-растительный слой и песок) составляет 0,8 м. Сырье характеризуется как грубодисперсное умереннопластичное со средним содержанием крупнозернистых включений ($> 0,5$ мм) 1,33 %, по содержанию глинозема в прокаленном состоянии относится к группе кислого сырья. Химический состав глин удовлетворяет требованиям промышленности, предъявляемым к кирпичному сырью. Среднее содержание окислов (%): SiO_2 — 79,09; CaO — 0,53; MgO — 0,88; FeO — 0,82; Fe_2O_3 — 2,32; Al_2O_3 — 9,99; TiO_2 — 0,77; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 2,6; SO_3 $< 0,1$; ппп — 2,7. Коэффициент вспучиваемости с добавкой 0,5 % мазута составляет от 1,36 до 1,89. По результатам технологических испытаний глины пригодны для получения кирпича марок «150»–«175» при естественной сушке сырца. Месторождение не эксплуатируется [257].

Таблица 7

Распределение запасов по месторождениям глинистого сырья

Номер на карте ПЧО	Месторождение	Запасы по категориям, тыс. м ³				
		A + B + C ₁	A + B	B + C ₁	C ₁	C ₂
I-1-8*	Айюганское	—	—	—	—	5688,0
I-1-13*	Вожпайюганское	—	—	—	—	2016,0
III-1-14	Октябрьское	531,2	—	—	—	—
III-1-17	Микояновское	—	158,0	—	—	—
IV-1-7	Шишъеганское	—	—	—	1244,4	—
V-3-3	Кирзавод	—	—	1547,0	—	—
V-4-9	Яровское	—	—	—	—	2170,0
V-4-7	Горненское	1708,0	—	—	—	—
ВСЕГО		2239,2	158,0	1547,0	1244,4	9874,0

* Показаны на карте полезных ископаемых.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Песчано-гравийный материал

На территории листа разведаны девять месторождений песчано-гравийного материала, из них одно — крупное (Назымское), одно — среднее (Иш-Юганское) и семь — малых. Месторождения выявлены и оценены на поисковой стадии работ, из них на трех выполнена предварительная разведка, и только Назымское месторождение детально разведано [263]. В геологическом отношении месторождения этого вида минерального сырья чаще всего связаны с двумя стратиграфическими комплексами: с бассейновыми средне-верхнелепистоценовыми отложениями и с голоценовым аллювием рек Назым, Бол. Атлым, Лыхма, Иш-Юган и др.

В табл. 8 приведено распределение запасов по месторождениям песчано-гравийного материала.

В качестве примера приводим краткое описание Ляминского месторождения песчано-гравийного материала.

Месторождение Ляминское (III-5-11) расположено на правом берегу р. Лямин 1-й в 8 км выше устья. Месторождение предварительно разведано. Приурочено к озерно-аллювиальным отложениям III надпойменной террасы позднепалеоценового возраста. Полезная толща имеет линзообразную форму; мощность — от 1,7 до 5,8, в среднем — 3,5 м. Вскрышные породы — почвенно-растительный слой, глины мощностью от 0,2 до 1,4, в среднем — 0,7 м. Средний выход гравия по месторождению составляет 26,3 %. Объемный насыпной вес гравия — 1,5 т/м³. Песок, отсеянный от гравия, относится к группам от «очень мелкого» до «крупного» с модулем крупности 1,18–2,8. Среднее содер-

Таблица 8

Распределение запасов по месторождениям песчано-гравийного материала

Номер на карте ПЧО	Месторождение	Запасы по категориям, тыс. м ³		
		B + C ₁	C ₁	C ₂
I-2-5	Иш-Юганское	—	—	10 072
II-1-10	Сурийское	—	—	2831
III-1-15	Большеатлымское	—	—	268
III-2-19	Охгач	—	—	1076
III-3-10	Вандымово	—	—	901
III-3-11	Лозямово	—	—	119
III-5-11	Ляминское	—	454	—
IV-3-4	Малай	—	—	5280
IV-4-7	Назымское	96 783	—	—
ВСЕГО		96 783	454	20 547

жание глины, пыли, ила — 8,4 %. Химический состав песчано-гравийного материала (среднее, %): SiO_2 — 86,51; $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ — 6,53; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — 3,28; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 1,14; $\text{SO}_3 < 0,1$; CaO — 0,69; MgO — 0,34. Месторождение не эксплуатируется [263]. Для всех месторождений песчано-гравийного материала необходимы промывка и рассев добываемого сырья.

Песок строительный

На территории поисковыми работами выявлены девять месторождений строительного песка, связанных с верхнеолейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями II и III надпойменных террас и голоценовым пойменным аллювием. На трех месторождениях проведена предварительная разведка запасов сырья по категории C_1 . По величине запасов одно месторождение относится к категории крупных, восемь — к категории малых.

Запасы по месторождениям строительного песка приведены в табл. 9.

Таблица 9

Распределение запасов по месторождениям строительного песка

Номер на карте ПЧО	Месторождения	Запасы по категориям, тыс. м ³	
		C_1	C_2
I-1-16	Атымьюганское	—	4606
III-1-16	Заречное	—	4907
III-2-20	Кольсоимское	—	2500
III-5-12	Приустьевое	4612	—
IV-3-8	Охлымский Сор	—	5349
IV-3-7	Охлымское	—	52 504
IV-5-8	Горшковское	6128	—
IV-6-18	Горненское	4011	—
V-4-10	Ханты-Мансийское	—	629
ВСЕГО		14 751	70 495

Примером месторождения аллювиального генезиса полезной толщи голоценового возраста является крупное О х л ы м с к о е м е с т о р о ж - д е н и е (IV-3-7), расположенное на левом берегу р. Охлым в 6 км юго-восточнее пос. Кедровый. Месторождение состоит из пяти линз. Мощность полезной толщи в среднем 6,4 м. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем и глиной общей средней мощностью 2,2 м.

Песок имеет следующий гранулометрический состав (фракция от—до, мм — среднее содержание, %): $> 2,5$ — 2,0; 1,25—2,5 — 1,5; 0,63—1,25 — 5,3; 0,31—0,63 — 24,4; 0,16—0,31 — 44,5; $< 0,16$ — 22,3. Содержание глины, ила, пыли (%) — от 0,45 до 52,8, среднее — 6,9. Средний модуль крупности —

1,25. Насыпной объемный вес — от 1,3 до 1,56 т/м³. Коэффициент фильтрации — до 12,4 м/сут.

Химический состав (среднее, %): SiO₂ — 88,8; Fe₂O₃ — 1,3; TiO₂ — 0,4; Al₂O₃ — 5,5; CaO — 0,3; MgO — 0,47; K₂O — 0,16; Na₂O — 0,1; ППП — 2,3.

Технологические испытания не проводились. Возможная продукция: мелкий заполнитель в бетоны и растворы. Месторождение не эксплуатируется [263].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Песок стекольный

В пределах листа известно одно месторождение песка стекольного — Малоатлымское (III-2-11), расположенное между пос. Мал. Атлым и пос. Комсомольский на левом берегу р. Мал. Атлым. Продуктивная толща кварцевых песков относится к атлымской свите, ее средняя мощность — 5,5 м. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем и глинистым песком общей средней мощностью 0,7 м. Содержание зерен кварца в песках составляет 96,7 %. Из других минералов отмечаются калиевые полевые шпаты (2,12 %), ильменит (0,46 %), незначительное количество граната, кианита, плагиоклазов. По гранулометрическому составу в песке преобладает фракция 0,25–0,5 мм: от 42,0 до 68,8, в среднем — 48,3 %. Фракции менее 0,25 мм содержится от 32,4 до 58,0, в среднем — 47,0 %. Содержание глины, ила, пыли — от 0,7 до 3,5, среднее — 3,4 %. Модуль крупности — 1,12. Насыпной объемный вес — 1,4 т/м³. Коэффициент фильтрации — 17,4 м/сут. Химический состав (среднее, %): SiO₂ — 96,7; Fe₂O₃ общ. — 0,25; TiO₂ — 0,24; Al₂O₃ — 1,27; CaO — 0,06; MgO — 0,06; K₂O — 0,6; Na₂O — 0,3; ппп — 0,15. В результате технологических испытаний, выполненных в институте «Уралмеханобр» в 1965 г., получены кварцевый, полевошпатовый и ильменитовый концентраты. Кварцевый концентрат по своим свойствам пригоден для производства стекла, однако опытно-промышленная плавка стекла не производилась. Отходы песка после обогащения пригодны для производства силикатных изделий. Запасы подсчитаны по категории С₂ в количестве 5,280 млн м³. Месторождение не эксплуатируется [263].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Йодные воды

Промышленные йодные воды были открыты и изучены в 1960-е годы, когда начиналось бурение скважин с целью поисков и разведки углеводородного сырья. По скважинам в районе установлено присутствие повышенного содержания йода (до 25,2 мг/дм³). Промышленное значение на территории области имеют воды, характеризующиеся концентрацией

Краткая характеристика проявлений йода

Название проявления	Номер на КПИ	Индекс водоносного горизонта	Интервал опробования, м	Содержание, мг/дм ³	
				йод	бром
Кислорское	I-1-1	2J ₂ a-bt	2018,0–2030,0	13,5	
Северо-Казымское	I-2-1	2J ₂ a-bt	2240,0–2243,0	17,8	56,8
Амнинское	I-2-3	2K ₁ b-a	2415,0–2424,0	12,5	39,76
Малоатлымское	III-1-11	2K ₁ b-a	2372,0–2381,0	18,1	
Апрельское	III-3-5	2J ₂ a-bt	2637,0–3013,0	14,6	
Ем-Еговское	IV-1-2	2(K ₁ a–K ₂ s)	1434,0–1438,0	18,6	4,8
Ингинское	IV-1-5	2(K ₁ a–K ₂ s)	1436,0–1464,0	18,6	
Правдинское	V-6-3	2K ₁ b-a	1960,0–2493,0	25,2	
Среднешапшинское	VI-5-2	2K ₁ b-a	2268,0–2278,0	18,6	
Нижнешапшинское	VI-5-4	2K ₁ b-a	2343,0–2350,0	17,8	
Верхнесалымское	VI-5-7	2K ₁ b-a	2239,0–2242,0	20,3	

йода в количествах более 16,5 мг/дм³. Другие микрокомпоненты (Вг, В) как промышленное сырье интереса не представляют и могут рассматриваться только в качестве сопутствующих компонентов. Комплексный анализ многочисленных данных по результатам нефтеразведочных работ позволил выявить 11 проявлений (в том числе одно площадное — Правдинское) минеральных промышленных йодных вод (табл. 10), где содержание йода — от 12,5 (Амнинская площадь) до 25,2 мг/дм³ (Правдинская площадь). Воды с повышенным содержанием йода, имеющие промышленное значение, приурочены к аптско-сеноманскому, берриасско-аптскому и ааленско-батскому водоносным горизонтам. По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией от 9,6 до 20,2 г/дм³. Содержание йода изменяется в пределах 12,5–25,2 мг/дм³, брома — до 57,0 мг/дм³.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ СО СПЕЦИФИЧЕСКИМИ КОМПОНЕНТАМИ (ЙОД И БРОМ) ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

При проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ в 1960–1970-е годы были выявлены и начали изучаться минеральные воды, приуроченные к отложениям аптско-сеноманского и берриасско-аптского

водоносных горизонтов. Региональное развитие этих вод обеспечивает возможность получения их в любом пункте артезианского бассейна. По температурным показателям, солевому и газовому составам, содержанию специфических компонентов минеральные подземные воды признаны бальнеологическими. На базе берриасско-аптского водоносного горизонта работают многие лечебные учреждения в Ханты-Мансийском, Сургутском, Нижневартовском районах. Использование минеральных вод аптско-сеноманского водоносного горизонта ограничено тем, что он рекомендован для закачки промышленных стоков в связи с экологическими проблемами региона и широко используется как источник технических вод.

Минеральные лечебные подземные воды — термальные с температурой на изливе от 40 °С, могут использоваться в водолечебницах без подогрева. Они также пригодны для применения в народном хозяйстве (на рыболовецких предприятиях).

На территории листа выявлено одно проявление — Ханты-Мансийское (V-4-3) — минеральных лечебных йодо-бромных вод. Скважиной вскрыты воды аптско-сеноманского водоносного горизонта. Дебит — 0,6 дм³/с при понижении 18,6 м. По химическому составу воды хлоридные натриевые, с минерализацией 17,5 мг/дм³, термальные (температура в пласте 73 °С). В водах присутствуют биологически активные компоненты: йод — 13,0 мг/дм³, бром — 39,0 мг/дм³.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

При испытании нефтепоисковых скважин на разведочных площадях во многих из них были получены притоки подземных вод с пластовой

Таблица 11

Краткая характеристика проявлений термальных вод

Название проявления, номер скважины	Номер на КПИ	Индекс водоносного горизонта	Интервал опробования, м	Температура воды в пласте, °С
Кислорское, 100	I-1-1	2J ₂ a-bt	2018,0–2030,0	70
Северо-Казымское, 177	I-2-1	2J ₂ a-bt	2240,0–2243,0	71
Амнинское, 266	I-2-3	2K ₁ b-a	2415,0–2424,0	85
Малоатлымское, 1P	III-1-11	2K ₁ b-a	2372,0–2381,0	75
Апрельское, 1P	III-3-5	2J ₂ a-bt	2637,0–3013,0	90
Ем-Еговское, 535	VI-1-2	2(K ₁ a–K ₂ s)	1433,0–1438,0	63
Ингинское, 1	IV-1-5	2(K ₁ a–K ₂ s)	1436,0–1464,0	45
Ханты-Мансийское, 1P	V-4-3	2(K ₁ a–K ₂ s)	1080,0–1180,0	73

Название проявления, номер скважины	Номер на КПИ	Индекс водоносного горизонта	Интервал опробования, м	Температура воды в пласте, °С
Правдинское	V-6-3	2К ₁ b-a	1802,0–2485,0	70–90,5
Среднешапшинское, 121	VI-5-2	2К ₁ b-a	2268,0–2278,0	90
Нижнешапшинское, 134	VI-5-4	2К ₁ b-a	2243,0–2350,0	85
Верхнесалымское, 23	VI-5-7	2К ₁ b-a	2239,0–2242,0	95

температурой от 40 до 114 °С. На карту полезных ископаемых вынесены только проявления термальных вод совместно с проявлениями минеральных промышленных йодных вод как комплексные проявления, которые могут найти практическое применение. Термальные воды могут быть использованы в качестве тепла в народном хозяйстве.

Основные сведения по проявлениям приведены в табл. 11.

ПИТЬЕВЫЕ ПРЕСНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На площади листа разведаны и оценены эксплуатационные запасы по пяти месторождениям пресных подземных вод хозяйственно-питьевого назначения и по одному — для технического водоснабжения (табл. 12).

Таблица 12

Характеристика месторождений питьевых пресных подземных вод

Наименование месторождения	Индекс клетки и номер на карте	Дата утверждения запасов	Эксплуатационные запасы по категориям, тыс. м ³ /сут:				
			A	B	C ₁	C ₂	Всего
Верхне-Казымское*	I-2-4	31.10.2001 г.		1,1			1,1
Бобровское*	II-1-1	31.10.2001 г.		0,9			0,9
Ханты-Мансийское-2	V-4-4	28.12.1989 г.	8,0	7,0	7,0	93,0	115,0
Северо-Ханты-Мансийское*	V-4-5	9.06.2006 г.	8,0	6,0			14,0
Пойковское*	V-6-4	23.10.2003 г.	6,6	3,0			9,9
Итого:			22,6	18,0	7,0	93,0	140,6

* Месторождение эксплуатируется.

Характеристика месторождений технических вод

Наименование месторождения	Индекс клетки и номер на карте	Дата утверждения запасов	Эксплуатационные запасы по категориям, тыс. м ³ /сут:					
			A	B	A + B	C ₁	C ₂	Всего
Авангард	V-4-11	14.11.2005 г.		1,1				1,1
Восточно-Тромъеганское	II-6-6	11.05.1994 г.				1,8		1,8
Тромъеганское	II-6-10	11.05.1994 г.				1,6		1,6
Хорлорское	II-6-12	4.11.1998 г.				3,2		3,2
Рогожниковское	III-2-13	25.06.2003 г.				18,0		18,0
Северо-Лабатьюганское	III-5-1	10.12.2003 г.				5,0		5,0
Ульяновское	III-6-1	21.12.2001 г.				5,0		5,0
Нижнесортымское	III-6-4	23.04.1993 г.			3,79			3,79
Северо-Айпимское	III-6-5	30.05.2003 г.				4,0		4,0
Камыньское	III-6-11	2.12.1992 г.			5,2			5,2
Третьяковское	III-6-12	21.12.2001 г.			1,5			1,5
Западно-Чигоринское	III-6-16	21.12.2001 г.				5,0		5,0
Северо-Селияровское	IV-4-2	25.06.2003 г.				5,0		5,0
Сыньеганское	IV-4-4	30.05.2003 г.				5,0		5,0
Западно-Камыньское	IV-6-2	30.04.1999 г.				15,0		15,0
Биттемское	IV-6-3	11.05.1994 г.				7,8		7,8
Правдинское	IV-6-5	28.01.1977 г.			1,5	8,0		9,5
Санинское	IV-6-6	18.05.2001 г.				1,5		1,5
Назаргалеевское	IV-6-10	21.08.1998 г.				2,1		2,1
Западно-Маслиховское	IV-6-12	21.12.2001 г.				1,5		1,5
Маслиховское	IV-6-13	28.04.1995 г.				3,5		3,5
Приобское	V-5-1	22.03.2002 г.				55,0		55,0
Лас-Еганское	V-6-2	23.07.2003 г.				6,0		6,0
Приразломное	V-6-4	25.01.2002 г.				1,0		1,0
Западно-Малобалыкское	VI-6-5	19.06.2001 г.				9,0		9,0

Месторождения подземных вод приурочены к рюпельскому водоносному горизонту, являющемуся основным источником водоснабжения населения Западной Сибири. Месторождение для технического водоснабжения приурочено к плиоцен-четвертичному водоносному горизонту. Почти все месторождения с утвержденными запасами эксплуатируются, за исключением Ханты-Мансийского-2, в водах которого был обнаружен метан; месторождение выведено в резерв. Общие запасы питьевых пресных подземных вод оцениваются в 141,7 тыс. м³/сут, в том числе по категориям (тыс. м³/сут): А + В + С₁ — 48,7; С₂ — 93,0.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ПРЕСНЫЕ И СЛАБОСОЛОНОВАТЫЕ ВОДЫ

Эти воды используются при разработке нефтяных месторождений с целью поддержания пластового давления в залежах. В районе известны одно месторождение (Авангард) пресных и 24 месторождения слабосоленоватых технических вод, все эксплуатируются. Сведения о них приведены в табл. 13.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На площади листа развит мощный мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, представленный разнообразными породами морского и континентального происхождения. Последние являются продуктивными на ряд видов полезных ископаемых, главными из которых являются нефть и россыпи минералов титана и циркония.

По результатам нефтепоисковых, геологосъемочных и поисково-разведочных работ обнаружены россыпи минералов титана и циркония, месторождения и проявления нефти и газоконденсата, торфа, кремнистого сырья (диатомит, опока, опокovidные глины), минерально-строительного сырья (глины кирпичные, песок строительный и стекольный), минеральных промышленных йодных и термальных, лечебных и пресных подземных вод. Закономерности пространственного размещения каждого из перечисленных видов контролируются определенными сочетаниями структурно-тектонических, литолого-фациальных и геоморфологических (палеогеоморфологических) факторов. В целом они образуют Западно-Сибирскую минерагеническую провинцию, включающую Западно-Сибирскую нефтегазоносную провинцию (бассейн).

Ниже приводится оценка перспектив территории в отношении основных групп полезных ископаемых.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть и газ

Территория листа расположена в центральной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (бассейна). Большая часть выявленных нефтяных залежей приурочена к структурам длительного развития, основной этап формирования которых падает на мезозойскую эру. Структурообразующие движения развивались по мере накопления осадков, завершая собою крупные этапы осадконакопления. При этом ранее возникшие структуры в последующие этапы развивались, как правило, унаследованно, в силу чего создавались условия для последовательного накопления углеводородов и формирования многопластовых месторождений нефти.

Приуроченность нефтяных залежей к структурам раннего заложения и длительного развития представляет собой одну из важнейших закономерностей размещения углеводородного сырья.

То обстоятельство, что большинство из выявленных структур принадлежит именно к такому типу, существенно повышает перспективы рассматриваемой территории в целом, а также в значительной степени облегчает поиски новых месторождений углеводородного сырья.

Согласно Карте суммарной плотности перспективных и прогнозных ресурсов углеводородов мезозойского чехла Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции за 1997 г. (ред. Ф. З. Хафизов) и Легенде Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3 [278], площадь листа расположена в пределах четырех нефтегазоносных областей: Приуральской (Березовский, Шаимский, Карабашский НГР), Красноленинской (Сергинский, Красноленинский НГР), Фроловской (Юильский, Ляминский, Приобский, Салымский, Уватский НГР) и Среднеобской (Ноябрьский, Сургутский НГР). Плотность перспективных и прогнозных извлекаемых ресурсов углеводородов по Приуральской НГО составляет 10–30, по остальным — 30–60 тыс. т/км² у. т.

Комплексный анализ и интерпретация геологической и геофизической информации на основе структурных построений по отражающим сейсмическим горизонтам А, Б, М¹, Г и др. позволили выделить зоны с наиболее благоприятным сочетанием факторов нефтегазоносности в составе юрского и нижнемелового нефтегазоносных мегакомплексов и локализовать 76 перспективных площадей на поиски нефти. Практически все локализованные площади многозалежные. Юрский нефтегазоносный мегакомплекс включает три нефтегазоносных комплекса — нижнеюрский, среднеюрский и верхнеюрский.

Нижнеюрский нефтегазоносный комплекс является весьма своеобразным по строению объектом, представлен породами горелой и шеркалинской свит. Они накапливались в условиях постепенно расширяющейся с северо-востока на юго-запад трансгрессии. В это время происходила активная эрозия выступов фундамента и вынос значительных масс пород в бассейн осадконакопления, что привело к формированию вблизи источников сноса песчано-алевритовых рукавообразных тел с примесью гравийного материала (продуктивные пласты «ЮС₁₀» и «ЮС₁₁»), которые в направлении от выступов фундамента достаточно быстро глинизируются. Залежи нефти в пластах ЮС₁₀ и ЮС₁₁ выявлены на 12 месторождениях (в том числе на уникальном — Красноленинском).

С нижнеюрским НГК связываются перспективы открытия месторождений нефти литологически выклинивающегося и сводового типов в пределах рукавообразных палеодолин и на склонах палеоподнятий. Локализованы залежи по 63 перспективным площадям на поиски углеводородов и проведена оценка прогнозных ресурсов по категории Д_{1л} в количестве 325,86 млн т (табл. 14).

Среднеюрский нефтегазоносный комплекс (тюменская свита) регионально нефтегазоносен, представлен аллювиальными, дельтовыми и прибрежно-морскими отложениями. По всему разрезу выделяются различные по генезису и строению песчано-алевритовые тела (пласты «Ю₉–Ю₂»). Наиболее мощные и протяженные из них считаются предположительно русловыми, к ним приурочена большая часть месторождений. Менее мощные

формирования пород-коллекторов являются, по-видимому, аллювиально-пролювиальными (по Г. С. Ясовичу) фациями мелких водотоков на склонах крупных поднятий, прибрежными фациями озер и лагун. С подобными образованиями связаны, на наш взгляд, небольшие скопления углеводородов. Продуктивные залежи с промышленными притоками нефти установлены на 58 месторождениях. Значительное количество нефтяных месторождений приурочено к кровле комплекса (пласт «Ю₂»), но в ряде случаев нефтегазоносен весь комплекс (группа Салымско-Правдинских месторождений). В целом преобладают пластовые сводовые ловушки с литологическими экранами. Улучшение коллекторских свойств пластов ожидается как на склонах, обращенных в сторону крупных впадин и прогибов, так и внутри последних вокруг локальных поднятий, испытавших активный рост в юрское время.

По среднеюрскому НГК локализованы залежи на 65 перспективных площадях. Прогнозные ресурсы оценены по категории Д_{1л} в количестве 178,48 млн т (табл. 14).

Следующим регионально выдержанным является *верхнеюрский нефтегазоносный комплекс*, связанный с абалакской, баженовской и тутлеймской свитами. Формирование абалакской свиты происходило в нормальных морских условиях. С ней связаны 10 месторождений нефти. Перспективы нефтегазоносности невелики и связываются с отложениями, накопившимися ближе к береговой полосе позднеюрского моря (пласт «Ю₁»). Баженовская и тутлеймская свиты сформировались также в морских условиях. По всему разрезу баженовской свиты развиты рыхлые разновидности битуминозных глин, которые залегают в виде системы линз или отдельных прослоев мощностью от 0,2 до 5–10 м и являются, по мнению И. И. Нестерова [162], основным вмещителем углеводородов (пласт «Ю₀»). Нефть открытых 29 месторождений приурочена к породам, которые представляют собой горизонтальное микролинзовидное переслаивание тонких слоев глин и органического вещества или нефти. По мнению И. И. Нестерова [162, 163], при погружении этих пород (баженитов) на глубину более 0,8–1,0 км создаются условия для образования нефти и формируется коллекторское пространство за счет перехода твердого вещества в жидкую и газообразную фазы. При этом в замкнутых проницаемых линзах создаются аномально высокие пластовые давления, зачастую превышающие гидростатическое на 15–20 МПа. Анализ закономерностей изменения катагенетической преобразованности рассеянного органического вещества битуминозных глин показывает, что на большой площади распространения эти отложения находятся в стадии катагенеза, особенно благоприятной для процессов нефтеобразования. Это обстоятельство в совокупности с особенностями состава органики свидетельствует о перспективности на нефть всей территории распространения битуминозных глин баженовской и тутлеймской свит. При наличии коллекторов, независимо от структурных условий, в битуминозных фациях баженовского горизонта можно ожидать присутствия нефтяных залежей. Авторами в целом по верхнеюрскому НГК локализованы залежи на 64 перспективных площадях. Прогнозные ресурсы оценены по категории Д_{1л} в количестве 307,92 млн т (табл. 14).

Прогнозные ресурсы

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д _{1л}) по			
		Нижнеюрский НГК (пласты «Ю ₁₀₋₁₁ »)		Среднеюрский НГК (пласты «Ю ₂₋₉ »)	
		Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы
Приуральская нефть					
<i>Березовский НГР (1.1)</i>					
I-1-1	Чуэльская	–	–	159/10	1,59
I-1-2	Окраинная	–	–	160/10	1,60
I-1-3	Толтаеганская	–	–	29 + 5 + 5/10	0,39
I-2-1	Северо-Казымская	60/10	0,60	185/10	1,85
I-3-1	Сорумская	39/10	0,39	144/10	1,44
	Итого:		0,99		6,87
<i>Шаимский НГР (1.2)</i>					
V-1-1	Потанайская	–	–	181 + 21/10	2,02
	Итого:				2,02
<i>Карабашиевский НГР (1.3)</i>					
VI-1-1	Северо-Шебурская	20/30	0,60	113 + 89/30	6,06
VI-1-2	Большетапская	–	–	158 + 78 + 107/30	10,29
VI-1-3	Южно-Шебурская	38/30	1,14	17 + 29 + 9/30	1,65
	Итого:		1,74		18,00
Итого Приуральская НГО:			2,73		26,89
Красноленинская нефть					
<i>Сергинский НГР (2.1)</i>					
I-1-4	Лыхминско-Кислорская	422/30	12,66	158/30	4,74
I-2-2	Южно-Казымская	173/30	5,19	108/30	3,24
I-2-3	Южно-Амнинская	471 + 519/30	29,70	415 + 15 + 40 + 17 + 4/30	14,73
I-2-4	Кумыкская	9/30	0,27	98/30	2,94
I-3-4	Восточно-Кумыкская	62 + 412 + 19/30	14,79	27 + 94/30	3,63
II-1-1	Змановская	41 + 231/30	8,16	38 + 15 + 41 + 8 + 57/30	4,77
II-2-1	Западно-Ольховская	36/30	1,08	26 + 4/30	0,90
II-2-2	Восточно-Большая	123/30	3,69	84/30	2,52
III-1-1	Восточно-Сергинская	84/30	2,52	–	–

нефтегазоносным комплексам, млн т							Итого (Д _{пл}), млн т
Верхнеюрский НГК (пласты «Ю ₀₋₁ »)		Неокомский НГК (пласты групп «АС, БС»)		Аптский НГК (пласты «ВК ₁₋₂ »)			
Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы		
газоносная область (1)							
	–	–	–	–	–	1,59	
	262/10	2,62	–	–	527/5	6,86	
	15 + 83/10	0,98	–	–	–	1,37	
	229/10	2,29	229/20	4,58	229/5	10,47	
	183/10	1,83	–	–	133/5	4,33	
		7,72		4,58		24,62	
	23 + 78/10	1,01	–	–	–	3,03	
		1,01				3,03	
	239/30	7,17	–	–	–	13,83	
	108 + 99 + 154/30	10,83	–	–	159/15	23,51	
	198/30	5,94	–	–	291/15	13,10	
		23,94				6,76	
		32,67		4,58		50,44	
						78,09	
газоносная область (2)							
	448/30	13,44	–	–	195 + 54/15	34,58	
	165/30	4,95	165/60	9,90	–	23,28	
	66 + 157 + 71 + + 493/30	23,61	–	–	807/15	80,15	
	116/30	3,48	–	–	76/15	7,83	
	12 + 75 + 4 + 63 + + 7/30	7,83	75/60	4,50	55/15	31,58	
	63 + 103 + 50 + + 42/30	7,74	–	–	406/15	26,76	
	65/30	1,95	–	–	–	3,93	
	105/30	3,15	–	–	–	9,36	
	–	–	–	–	–	2,52	

Индекс клетки и номер объекта на кар- те	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д _{1л}) по			
		Нижнеюрский НГК (пласты «Ю ₁₀₋₁₁ »)		Среднеюрский НГК (пласты «Ю ₂₋₉ »)	
		Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы
III-1-2	Восточно-Каремпостская	28/30	0,84	12/30	0,36
III-1-4	Инжегорская	78/30	2,34	36/30	1,08
	Итого:		81,24		38,91
<i>Красноленинский НГР (2.2)</i>					
III-1-3	Малоатлымская (Подгорненская)	16/30	0,48	–	–
III-1-5	Поснокортская	113/30	3,39	6 + 16/30	0,66
III-2-1	Восточно-Рогожниковская	51/30	1,53	20 + 10/30	0,90
IV-2-1	Елизаровская	47/30	1,41	39 + 161 + 6/30	6,18
IV-3-1	Галяновская	248 + 366 + + 137/30	22,53	61 + 5 + 71 + 8 + + 188 + 32/30	10,95
V-1-2	Емысская	–	–	60/30	1,80
V-1-3	Южно-Талинская	24 + 13/30	1,11	46 + 11/30	1,71
V-1-4	Онтохская	44 + 55 + 5/30	3,12	36 + 58/30	2,82
V-2-2	Ковенская	180 + 12 + 28/30	6,60	13 + 37 + 49/30	2,97
VI-2-1	Хойская	58 + 72/30	3,90	10 + 6 + 18 + 22 + 9 + + 91 + 31 + 83/30	8,10
	Итого:		44,07		36,09
Итого Красноленинская НГО:			125,31		75,00
Фроловская нефть					
<i>Юильский НГР (3.1)</i>					
I-3-2	Северо-Помутская	64 + 8/30	2,16	8 + 9 + 78/30	2,85
I-3-3	Южно-Помутская	98+95+367/30	16,80	12 + 16 + 12 + 9 + 42 + 26 + 6 + 17/30	4,20
I-3-5	Западно-Кельсинская	134/30	4,02	11 + 19/30	0,90
I-4-1	Помутская	260/30	7,80	3 + 30 + 62 + 16 + + 21/30	3,96
I-4-2	Няврошская	488/30	14,64	42 + 30 + 19 + 66	4,71
I-5-1	Лунгорская	49 + 382 + 243 + + 17/30	20,73	125 + 4 + 15 + 24 + + 59/30	6,81

нефтегазоносным комплексам, млн т							Итого ($D_{\text{пл}}$), млн т
Верхнеюрский НГК (пласты «Ю ₀₋₁ »)		Неокомский НГК (пласты групп «АС, БС»)		Аптский НГК (пласты «ВК ₁₋₂ »)			
Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы		
28/30	0,84	—	—	—	—	2,04	
59/30	1,77	—	—	—	—	5,19	
	68,76		14,40		23,90	227,22	
—	—	—	—	—	—	0,48	
67/30	2,01	—	—	—	—	6,06	
42/30	1,26	—	—	—	—	3,69	
236/30	7,08	184/60	11,04	—	—	25,71	
405 + 230/30	19,05	176 + 220/60	23,76	726 + 122/15	12,72	89,01	
80/30	2,40	—	—	21/15	0,32	4,52	
92/30	2,76	—	—	—	—	5,58	
89 + 82/30	5,13	—	—	—	—	11,07	
99 + 84/30	5,49	—	—	—	—	15,06	
518/30	15,54	—	—	233 + 233/15	6,99	34,53	
	60,72		34,80		20,03	195,71	
	129,48		49,20		43,94	422,93	
газоносная область (3)							
142 + 20/30	4,86	—	—	—	—	9,87	
35 + 246 + 91 + + 11/30	11,49	11 + 35/60	2,76	—	—	35,25	
4 + 53 + 31/30	2,64	53 + 31/60	5,04	—	—	12,60	
223 + 58/30	8,43	—	—	21/15	0,32	20,51	
291/30	8,73	137 + 20/60	9,42	65/15	0,98	38,48	
242 + 28 + 81/30	10,53	17 + 72 + 60 + + 33/60	10,92	632/15	9,48	58,47	

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д _{1л}) по			
		Нижнеюрский НГК (пласты «Ю ₁₀₋₁₁ »)		Среднеюрский НГК (пласты «Ю ₂₋₉ »)	
		Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы
I-5-2	Западно-Ватлорская	-	-	-	-
I-3-2	Северо-Милицкая	178/30	5,34	67 + 16/30	2,49
I-6-1	Восточно-Ямпинская	-	-	8/30	0,24
I-6-2	Северо-Ватлорская	-	-	-	-
II-4-1	Кельсинская	266/30	7,98	81/30	2,43
II-4-2	Восточно-Кельсинская	30/30	0,90	7/30	0,21
II-5-1	Сорум-Казымская	57/30	1,71	6 + 8/30	0,42
	Итого:		82,08		29,22
<i>Ляминский НГР (3.2)</i>					
II-3-1	Сорум-Амнинская	35/30	1,05	24/30	0,72
II-3-2	Панлорская	74+10+225+ + 32/30	10,23	62 + 26 + 29 + 10/30	3,81
II-4-3	Восточно-Панлорская	440/30	13,20	46 + 107/30	4,59
III-2-2	Западно-Назымская	20/30	0,60	-	-
III-3-1	Татъеганская	134+13/30	4,41	7/30	0,21
III-3-2	Восточно-Апрельская	40/30	1,20	40/30	1,20
III-3-3	Апрельско-Унлорская	42+44+19/30	3,15	9 + 15/30	0,72
III-3-4	Евьоганская	18/30	0,54	-	-
III-4-1	Восточно-Унлорская	80/30	2,40	-	-
III-4-2	Северо-Санлорская	175/30	5,25	22 + 45/30	2,01
III-4-3	Тортасинская	-	-	-	-
III-4-4	Восточно-Емангальская	-	-	5 + 6/30	0,33
III-4-5	Емангальская	-	-	-	-
IV-4-1	Урманная	123/30	3,69	19/30	0,57
IV-4-2	Вытъяхская	85/30	2,55	12/30	0,36
IV-4-3	Нялинская	274/30	8,22	22 + 47 + 71/30	4,20
	Итого:		56,49		18,72
<i>Приобский НГР (3.3)</i>					
II-5-2	Няпынская	16+8+50/30	2,22	3 + 12 + 34 + 5/30	1,62

нефтегазоносным комплексам, млн т							Итого ($D_{\text{пл}}$), млн т
Верхнеюрский НГК (пласты «Ю ₀₋₁ »)		Неокомский НГК (пласты групп «АС, БС»)		Аптский НГК (пласты «ВК ₁₋₂ »)			
Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы		
–	–	–	–	163/15	2,45	2,45	
129/30	3,87	–	–	–	–	11,70	
15/30	0,45	–	–	271/15	4,07	4,76	
–	–	–	–	53/15	0,80	0,80	
149/30	4,47	33/60	1,98	–	–	16,86	
23/30	0,69	23/60	1,38	–	–	3,18	
40/30	1,20	28/60	1,68	–	–	5,01	
	57,36		33,18		18,10	219,94	
49/30	1,47	–	–	–	–	3,24	
28 + 78 + 63 + 82 + +8/30	7,77	82 + 63 + 61 + + 28/60	14,04	268/15	4,02	39,87	
294/30	8,82	87/60	5,22	74/15	1,11	32,94	
–	–	–	–	–	–	0,60	
32 + 7 + 11/30	1,50	32 + 11 + 7/60	3,00	–	–	9,12	
60/30	1,80	60/60	3,60	–	–	7,80	
46 + 21/30	2,01	21 + 75/60	5,76	563/15	8,45	20,09	
–	–	–	–	–	–	0,54	
–	–	–	–	–	–	2,40	
111/30	3,33	148/60	8,88	–	–	19,47	
–	–	93/60	5,58	–	–	5,58	
26/30	0,78	–	–	–	–	1,11	
–	–	–	–	109/15	1,64	1,64	
50/30	1,50	23/60	1,38	–	–	7,14	
29/30	0,87	–	–	86/15	1,29	5,07	
157 + 103/30	7,80	36/60	2,16	–	–	22,38	
	37,65		49,62		16,51	178,99	
45 + 121/30	4,98	102/60	6,12	–	–	14,94	

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д _{1л}) по			
		Нижнеюрский НГК (пласты «Ю ₁₀₋₁₁ »)		Среднеюрский НГК (пласты «Ю ₂₋₉ »)	
		Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы
II-6-1	Июльская	10+172/30	5,46	9 + 2 + 165/30	5,28
III-5-1	Мытаяхинская	-	-	-	-
III-5-2	Сетаяхинская	19+6/30	0,75	114/30	3,42
V-3-1	Фроловская	247/30	7,41	70/30	2,10
V-3-2	Западно-Фроловская	153/30	4,59	11/30	0,33
V-4-1	Восточно-Фроловская	109/30	3,27	59/30	1,77
V-4-2	Южно-Эргинская	319/30	9,57	61 + 71 + 5/30	4,11
VI-4-1	Западно-Шапшинская	70/30	2,10	6/30	0,18
VI-4-2	Восточно-Кондинская	11/30	0,33	41/30	1,23
VI-4-3	Восточно-Чапровская	7+92/30	2,97	38 + 68 + 9/30	3,45
	Итого:		38,67		23,49
<i>Салымский НГР (3.4)</i>					
VI-5-1	Северо-Салымская	146/30	4,38	20/30	0,60
	Итого:		4,38		0,60
<i>Уватский НГР (3.5)</i>					
VI-3-1	Западно-Кондинская	115/30	3,45	30/30	0,90
VI-3-2	Западно-Ендырская	21/30	0,63	71/30	2,13
VI-4-4	Ендырская	151/30	4,53	-	-
	Итого:		8,61		3,03
Итого Фроловская НГО:			190,23		75,06
Среднеобская нефть					
<i>Сургутский НГР (4.2)</i>					
VI-6-1	Киевская	23/30	0,69	9/30	0,27
VI-6-2	Коренская	230/30	6,90	42/30	1,26
	Итого:		7,59		1,53
Итого Среднеобская НГО:			7,59		1,53
ВСЕГО по листу Р-42:			325,86		178,48

нефтегазоносным комплексам, млн т							Итого ($D_{\text{ит}}$), млн т
Верхнеюрский НГК (пласты «Ю ₀₋₁ »)		Неокомский НГК (пласты групп «АС, БС»)		Аптский НГК (пласты «ВК ₁₋₂ »)			
Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы	Площадь, км ² / Плотность ресурсов, тыс. т/км ² у. т.	Ресурсы		
292/30	8,76	190/60	11,40	635/15	9,53	40,43	
—	—	—	—	111/15	1,67	1,67	
150/30	4,50	318/60	19,08	—	—	27,75	
124/30	3,72	51/60	3,06	—	—	16,29	
41/30	1,23	—	—	—	—	6,15	
80/30	2,40	—	—	—	—	7,44	
100 + 105 + 5 + + 11/30	6,63	82/60	4,92	17 + 28/15	0,68	25,91	
15/30	0,45	—	—	—	—	2,73	
62/30	1,86	—	—	6/15	0,09	3,51	
189/30	5,67	—	—	72/15	1,08	13,17	
	40,20		44,58		13,05	159,99	
4 + 55/30	1,77	-	-	29/15	0,44	7,19	
	1,77		-		0,44	7,19	
74/30	2,22	104/60	6,24	—	—	12,81	
121/30	3,63	40/60	2,40	74/15	1,11	9,90	
—	—	—	—	—	—	4,53	
	5,85		8,64		1,11	27,24	
	142,83		136,02		49,21	593,35	
газоносная область (4)							
39/30	1,17	—	—	—	—	2,13	
59/30	1,77	—	—	—	—	9,93	
	2,94		—		—	12,06	
	2,94		—		—	12,06	
	307,92		189,80		104,37	1 106,43	

В составе нижнемелового мегакомплекса выделяются неокомский и аптский нефтегазоносные комплексы.

Неокомский нефтегазоносный комплекс. Неокомские отложения (ахская, черкашинская, фроловская свиты и их аналоги на востоке) развиты на всей территории. В разрезе осадочного чехла ЗСП они вмещают основные запасы нефти. На площади листа в пределах Ханты-Мансийского автономного округа в них открыто более 66 крупных и уникальных месторождений нефти.

Неокомский комплекс имеет мощность от 780 до 900 м, песчаность от 10 до 50 %, пористость 20—25 %. В нем выделяется целая система резервуаров, контролируемых зональными покрывками и имеющих много общего в строении, так как они связаны с поступательной регрессией бассейна седиментации. Это — субмеридионально простирающиеся песчано-алевритовые тела, характеризующиеся закономерным размещением в осадочном чехле. В региональном плане все резервуары неокома в западной части ограничиваются линией глинизации проницаемых пластов. Границы замещения в значительной степени изрезаны, поэтому на локальных участках глинизация пластов может происходить в любом направлении. Региональная конфигурация резервуаров обусловлена простираемостью древних береговых линий, накоплением осадков в прибрежно-морских условиях на фоне колебаний во время общей валанжин-готеривской регрессии. Частота и продолжительность трансгрессивных подвижек от валанжина к готериву уменьшалась, и отлагающиеся породы все более приобретали континентальный облик. Регрессия достигла максимума в позднем готериве (время формирования пластов «АС₁₁», «АС₁₂»). Пласты «АС₇»—«АС₁₀» сформировались преимущественно в трансгрессивных условиях. Проницаемые породы большинства резервуаров, судя по всему, были сформированы в зоне относительно неглубокого морского бассейна с развитой сетью дельт и протоков при наличии морских течений. В составе образований готерива широко распространены песчано-алевритовые прибрежно-морские и дельтовые фации, где повсеместно присутствуют значительной мощности песчаники (пласты «Ач₂» и «БС₈») и происходит активный рост в апт-сеноманское время.

Неокомский комплекс залегает между двумя отражающими горизонтами — М (алымская, кошайская свиты) и Б (туллейская, баженовская свиты), имеющими подобное расположение (рис. 18). В разрезе неокома по характеру волнового поля четко выделяются два сеймоподкомплекса: верхний — *неосложненный* (отражения субпараллельные) и нижний — *осложненный* (падение площадок сейсмических отражений под углом по отношению к двум основным отражающим сейсмическим горизонтам — Б и М). В верхнем подкомплексе преобладают континентальные отложения. На западе — в Приуральской, Красноленинской и Фроловской НГО до меридиана 70° в. д. — разрез верхнего подкомплекса меняется, он становится существенно глинистым (морским), а песчано-алевритовые отложения распространены в виде линз. Здесь подкомплекс имеет наименьшую толщину, до 100—150 м. Нижний осложненный подкомплекс неокома с наклонны-

ми сейсмическими горизонтами включает многочисленные резервуары, которые экранируются зональными покрывками. Граница между подкомплексами ступенчатая, погружающаяся с запада на восток.

Неокомский бассейн был асимметричным по отношению к границам современного Западно-Сибирского бассейна. Осевая наиболее глубокая часть морского неокомского бассейна была смещена на запад; пласты к западу от осевой зоны падали на восток, а к востоку — на запад. С последними пластами связаны 63 (из 69) открытых на территории листа месторождений нефти. В качестве перспективных нами рассматриваются резервуары только с падением пластов на запад.

Для осевой зоны неокомского бассейна было характерно не компенсированное осадками прогибание в берриас-валанжин-раннеготеривское время. За это время здесь накопилось всего 60–100 м в разной степени битуминозных глинистых осадков. По направлению на восток от осевой зоны неокомского бассейна меняется разрез осложненного подкомплекса, количество резервуаров в нем увеличивается до семи (рис. 18).

В клиноформном резервуаре по материалам волнового поля выделяют три сейсмофации. Верхняя — субгоризонтальная, ее отложения накапливались на шельфе (рис. 5) глубиной до 50–100, реже 200 м. Основной привнос материала осуществлялся реками, дельтовыми системами, а сортировался волнами, которые способствовали площадному (покровному) распределению обломочного материала, и течениями. Совместная деятельность волн и вдольбереговых, авандельтовых, турбидитовых и других течений приводила к образованию аккумулятивных форм типа песчаных банок, баров, валов. Границы берегов не были постоянными, миграция их была вызвана трансгрессивно-регрессивными циклами седиментации, обусловленными эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Вблизи раскрытия покрывки над резервуаром отложения в отдельные отрезки времени формировались в условиях прибрежных равнин.

Средняя сейсмофация имеет макрослоистое строение, ее отложения накапливались на склоне шельфа в условиях относительно глубокого моря с меняющимися глубинами от 100–200 до 400 м. Здесь формировались наклонно направленные линзы сигмовидной, клиновидной, дугообразной формы с разными углами наклона и размерами. Песчаный материал на бровку шельфа привносился турбидитовыми (мутьевыми) потоками, развивающимися на продолжении авандельта. Специфические клиноформные тела формировались в условиях лавинной седиментации, при которой происходило перемещение не отдельных частиц во взвешенном состоянии, а накопившихся осадков, которые при достижении определенной критической массы начинали перемещаться по склону даже при небольшом угле наклона благодаря высокой обводненности отложений. Размеры лавин на шельфе достигали нескольких метров в высоту. Временами песчано-алеврито-глинистый материал, двигаясь по склону, задерживался на террасах и осложняющих их локальных поднятиях. Скорость седиментации на склоне достигала 450–500 м/млн лет. Оползневые движения часто сопровождалась срезанием накопленных подстилающих

отложений. Это подтверждается срезанием сейсмических наклонных границ субгоризонтальной поверхностью отражения, наличием в песчаниках и алевролитах глинистых обломков разной формы и размеров.

Нижняя — глубокоководная — сейсмофагия формировалась в условиях прогибания, не компенсированного осадками. Здесь отражения постепенно исчезают, примыкая к горизонту Б. На границе склоновой и глубокоководной зон развиты песчано-алевритовые линзы, объединяемые в ачимовскую толщу. Турбидитовые течения, двигавшиеся с большой скоростью, способствовали формированию конусов выноса, в которых песчано-алевритовый материал подвергался переработке течениями, развивавшимися на границе склон—подножие. Конусы выноса характеризуются максимальными толщинами обломочного материала.

Все выделенные резервуары имеют морфологию двояковыпуклой линзы субмеридионального простирания с юго-запада на северо-восток и уменьшаются по толщине как на восток, так и на запад. На западе проницаемые отложения всех резервуаров замещаются глинистыми непроницаемыми отложениями. Восточной границей всех резервуаров является граница раскрытия покрывки (за пределами площади листа). Все резервуары делятся в пространстве на три зоны: западную, восточную и центральную или, соответственно, депрессионную (подножие), склоновую и шельфовую. На территории шельфовой зоны пласты залегают в виде покровов субгоризонтально; в зоне подножия распространены линзовидные проницаемые пласты ачимовской толщи и наачимовские существенно глинистые, которые замещаются вблизи западной границы конденсированными слоями малой толщины, накапливавшимися в условиях некомпенсированного прогибания; склоновая зона имеет у всех клиноформ максимальную толщину в резервуаре и разный литологический состав, но у большинства клиноформ преобладает алевроито-глинистый состав. В шельфовой зоне, где резервуар сложен «покровными пластами», коллекторские свойства пород наиболее высокие.

Наиболее богаты нефтью пласты «АС_{10–12}». С ними связаны 49 месторождений нефти, в том числе семь месторождений связаны с ачимовской толщей. Максимальная концентрация разведанных запасов наблюдается в центральной (склоновой) части резервуара (от 70 до 72° в. д.). Крупная литологическая залежь открыта в пластах «АС_{10–12}» на Приобском месторождении. Другая крупнейшая по запасам литологическая залежь открыта в пласте «АС₁₁», она прослежена на ряде месторождений (от Северо-Ватлорского до Айпимского). Крупное по концентрации запасов нефти Правдинско-Салымское месторождение содержит в разрезе до пяти залежей.

Перспективы открытия новых месторождений нефти авторы связывают в основном с шельфовой зоной, где коллекторские свойства пород наиболее высокие. Локализованы возможные залежи на 28 перспективных площадях. На шельфе ожидаются залежи структурные, пластово-сводовые, массивные с небольшими литологическими экранами, на склоне — преимущественно литологические, реже структурно-литологические. Плотность потенциальных геологических ресурсов (фактически установленная) неокомского комплекса меняется от 56 до 230 тыс. т/км² у. т. При оценке

прогнозных ресурсов плотность принята 60 тыс. т/км² у. т. Прогнозные ресурсы категории Д_{1л} оценены в 189,80 млн т (табл. 14).

Аптский нефтегазоносный комплекс на территории изучен слабо, он связан с отложениями викуловской свиты, нефтеносность установлена в пластах «ВК₁₋₂», распространенных на исследуемой территории практически повсеместно. Сложены они мелкозернистыми песчаниками, которые накапливались в условиях прибрежного мелководья. Продуктивная нефтеносность установлена на пяти месторождениях в западной части территории в Красноленинском и Фроловском районах, где повсеместно присутствуют значительной мощности песчаники в викуловской свите, что позволяет наметить перспективы поисков залежей углеводородов (пласт «ВК₁»). На карте закономерностей размещения и прогноза аптского нефтегазоносного комплекса локализованы залежи углеводородов на 31 перспективной площади. Все они тяготеют к западной и центральной частям изученной территории. В восточной ее части, несмотря на то, что многие поднятия разбурены, залежи нефти в пластах «ВК₁₋₂» не встречены. Обусловлено это, на наш взгляд, тем, что западная часть листа во время накопления осадков пласта находилась гипсометрически выше восточной. Прогнозные ресурсы оценены по категории Д_{1л} в количестве 104,37 млн т (табл. 14).

Проведенный анализ геологических и геофизических особенностей строения и состава пород викуловской свиты, сформированных во время трансгрессии аптского моря на территории листа, позволяет считать изучение залежей в них важной проблемой.

В условиях специфики геологического строения территории актуальным становится решение вопроса об изучении доюрского нефтегазоносного мегакомплекса и выделения в его составе перспективных объектов. О нефтегазоносности доюрских отложений свидетельствуют выявленные залежи нефти в Красноленинском нефтегазоносном районе на Рогожниковском и Ковенском месторождениях и проявления нефти, установленные на Сосновской и Восточно-Сосновской площадях. Современные подходы на основе новых геологических концепций геолого-динамического формирования залежей углеводородов позволяют весьма положительно обозначить перспективность доюрских образований, находить новые возможности в оценке перспектив нефтегазоносности и определении стратегии поиска залежей в доюрских образованиях.

По результатам региональных сейсмических работ в составе палеозоя перспективными в отношении поисков углеводородов, по мнению авторов, следует рассматривать терригенно-карбонатные отложения девонского и каменноугольного возраста как наиболее благоприятные для формирования в них поровых и трещинно-поровых флюидодинамических зон. Формирование этих отложений, вероятнее всего, происходило в прибрежно-морских условиях. Результаты аналитических исследований кернового материала показывают, что степень измененности пород девонского и каменноугольного возраста не выходит за пределы стадии мезокатагенеза. Следовательно, в данных отложениях сохраняется возможность для существования скоплений нефти и газа.

Внимания заслуживает и сейсмостратиграфический комплекс триасового возраста, проявленный в волновом поле в виде отчетливо динамически выраженных протяженных субпараллельных полосозалегающих отражений по пространственной форме заполняющего типа. Отложения с аналогичной волновой картиной выявлены [119, 127] на Рогожниковской и сопредельной Хохряковской площадях, где была установлена промышленная нефтегазоносность триасовых образований, представленных субщелочными риолитами и риодацитами. В доюрском разрезе площади листа Рогожниковский сейсмостратиграфический комплекс имеет большую мощность и достигает 3,5–4,0 км, но, к сожалению, недостаточно изучен и не оценен в отношении нефтегазоносности. Только в последнее время появились данные по изучению нового типа коллектора, установленного на Рогожниковском месторождении [5, 80, 196к, 219м].

Общие прогнозные ресурсы ($D_{1л}$) на нефть по листу Р-42 составляют 1106,43 млн т.

Торф

Наличие разнотипных залежей торфа в пределах территории листа, их качественная характеристика, географическое положение позволяют реально оценить перспективу комплексного использования торфяных ресурсов как в промышленности, так и в сельском хозяйстве. Исходя из показателей качества торфа, строения залежей, размещения в рельефе, размеров месторождений и торфяных залежей, все они распределяются по трем торфяно-болотным зонам, показанным на схеме районирования и прогноза на торф в зарамочном оформлении к Карте плиоцен-четвертичных образований.

Зона 1 характеризуется преимущественным развитием верховых торфяников малой степени разложения. На территории листа в этой зоне опойсковано (1987 г.) и оценено по кат. C_2 одно месторождение — Большое Милясово — и выделены площади, перспективные для выявления месторождений торфа с прогнозными ресурсами категорий $P_1 + P_2 + P_3$ в количестве 9742,186 млн т. Расположены они в северной части зоны на территории Обь-Иртыш-Демьянского междуречья. Изученность торфов данной зоны низкая. Степень разложения торфов от 16 до 35 %, зольность на абсолютно сухое вещество от 2 до 10 %. По типу залежей в пределах этой зоны торфы подразделяются (%): верховые — 75, переходные — 10, смешанные — 10, низинные — 5. С позиции качественной и количественной характеристик торфяные ресурсы данной зоны могут быть использованы в основном в сельском хозяйстве в качестве подстилочного материала и в дальнейшем удобрения, в меньшей степени в строительстве (тепло- и звукоизоляционные плиты), химической и гидролизной промышленности.

Зона 2 включает распространение мелкозалежных сильно обводненных торфяников. Она расположена севернее широтного отрезка р. Обь до Сибирских Увалов на севере, с запада распространение торфяников ограничено р. Назым. Характерной особенностью зоны является наличие многочисленных внутренних озер, которые занимают около 40 % площади.

Верховые, смешанные и переходные залежи торфа составляют около 90 %, низинные — 10 %. В пределах этой зоны выделены шесть месторождений и перспективные площади с прогнозными ресурсами торфа категорий $P_1 + P_2 + P_3$ в объеме 2408,878 млн т. Торфы малой степени разложения занимают до 50 % от общего объема. Степень разложения колеблется от 20 до 38 %, зольность на абсолютно сухое вещество колеблется от 2 до 10 %. Средняя мощность залежей изменяется от 1,0 до 3,0 м. Вследствие повышенной обводненности и незначительных мощностей торфяные ресурсы данной зоны вряд ли в ближайшем будущем могут быть использованы в промышленных целях. Некоторый интерес могут представлять залежи торфа, расположенные на террасах р. Обь и ее притоков вблизи населенных пунктов. Здесь залежи торфов слабой степени разложения могут быть использованы для производства торфяных плит, торфяной подстилки и удобрений, а также кормовых дрожжей.

Зона 3, в которой распространены мелкозалежные торфяники — мало-мощные, вечномерзлые, местами бугристые, — протягивается на север от Сибирских Увалов. На территорию листа попадает только ее южная часть. Здесь оценены перспективные площади с прогнозными ресурсами по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ в количестве 1927,474 млн т. Торфяники этой зоны представлены верховым типом. Средняя глубина торфов по всей площади в зоне принята 1,35 м, степень разложения — 24 %, зольность — 9,4 %. Заторфованность зоны в целом — 28 %. Специфической особенностью этой зоны является наличие вечномерзлых торфов и ее большая обводненность. Озера занимают более 30 % площади торфяников.

Географическое положение, наличие вечной мерзлоты, незначительные мощности торфов и большая удаленность от промышленно развитых центров характеризуют все учтенные торфяные ресурсы как малопригодные к освоению и практическому использованию.

Перечень прогнозируемых для дальнейшего изучения объектов — залежей торфа, а также уже известные характеристики торфа на этих проявлениях приведены в приложении к базе данных. Общие прогнозные ресурсы торфа категорий $P_1 + P_2 + P_3$ на площади листа оцениваются в 14 078,538 млн т (при 40 % влажности).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные и редкие металлы

Титан и цирконий. Работы по прогнозной оценке территории на россыпи минералов титана и циркония проведены на основании материалов геологических съемок масштаба 1 : 200 000 [260, 309] и собственных полевых работ 2007—2008 гг. При тщательном изучении результатов минералогических анализов проб обнажений, шурфов, канав, скважин ручного и колонкового бурения авторами выявлены три линейных и 10 погребенных россыпепроявлений минералов титана и циркония, одно площадное (из четырех погребенных россыпепроявлений), связанные с ниже- и верхнеолигоценым осадконакоплением (табл. 15), и большое

количество пунктов минерализации, связанных с плейстоценовыми образованиями. Близкорасположенные пункты минерализации плейстоценового возраста, образующие группы, объединены в 34 площади с повышенным содержанием минералов титана и циркония, характеристика которых приведена в табл. 16.

Изучаемая на титан-циркониевые россыпи территория входит в состав Западно-Сибирской россыпной субпровинции, где в пределах листа по особенностям геологического строения и условиям осадконакопления выделены три минерагенические зоны: Кондинско-Обская (9 Ti, Zr/P₃-Q) установленная; Обско-Надымская (10 Ti, Zr/P₃-Q) и Нижнеиртышская (11 Ti, Zr/P₃-Q) потенциальные. В минерагенических зонах районирование олигоцен-миоценовых и плиоцен-четвертичных отложений проведено раздельно. Резкие изменения в ходе тектонического развития на рубеже миоцена-плиоцена оказали большое влияние на осадко- и рельефообразование, в результате чего очень трудно рассматривать россыпеобразование минералов титана и циркония в единой минерагенической схеме.

Подсчет прогнозных ресурсов произведен «точечным» методом, предложенным СНИИГГиМС. Для перевода содержаний рудных минералов в условный ильменит использовались коэффициенты: ильменит — 1,0; рутил + лейкоксен + сфен — 3,57; циркон — 4,16. Для пересчета ресурсов рудных минералов на диоксиды использовались коэффициенты, предложенные НПВЦ «Уралмеханобр-наука-инжиниринг» и ФГУП «ИМГРЭ»: для циркона — 0,66; ильменита — 0,6; среднее для рутила, лейкоксена, сфена — 0,75.

Россыпные проявления минералов титана и циркония олигоценового возраста установлены по обнажениям правого берега р. Обь в районе устья р. Мал. Атлым на глубинах от 0,5 до 25,5 м и в скважинах (на глубинах от 25,0 до 163,5 м) по левобережью р. Мал. Атлым. В южной части листа скважинами колонкового бурения рудопроявления установлены в районе Пельтыпского поднятия, на берегах рек Конда, Иртыш и в пределах г. Ханты-Мансийск на глубинах от 46,0 до 250,0 м. Россыпеобразования связаны в основном с атлымской и новомихайловской свитами, но встречаются и в туртасской свите.

Атлымская свита нижнего олигоцена мощностью до 130 м распространена почти на всей площади листа. Полностью размыта в северо-западном углу площади, обнажается на правобережье р. Обь в районе устьев Мал. и Бол. Атлыма и пос. Октябрьский, полого погружается в юго-восточном направлении до отметок подошвы минус 200–280 м.

Свита сложена озерными и аллювиальными отложениями, преимущественно мелкозернистыми песками и алевритами, реже средне-крупнозернистыми песками с гравием и галькой кварцевых пород. Четкой закономерности в содержании рудных минералов в разрезе не наблюдается. Исследования ФГУП «ИМГРЭ» [29] результатов поисковых работ западной части ХМАО–Югры (НПЦ «Мониторинг», 2006–2007 гг.) показали, что наиболее продуктивным из массы песков и алевритов является класс 0,14–0,044 мм, то есть в основном крупноалевритовая часть осадков. Наиболее хорошо на предмет титан-циркониевых россыпей изучены

(авторские исследования) отложения свиты в обнажениях р. Обь и устья р. Мал. Атлым (Малоатлымский рудный узел). По их результатам выделены три линейных россыпепроявления: Малоатлымское (III-1-8), Усть-Малоатлымское (III-1-9) и Октябрьское (III-1-4). Концентрация рудных минералов приурочена к мелководно-озерным (прибрежно-озерным) фациям, сложенным кварцевыми мелкозернистыми песками, крупнозернистыми алевритами, в основном хорошо сортированными и с тонкими довольно частыми серыми прослойками естественного шлиха. Изучение результатов литологического анализа показало, что в мелкозернистых песках, где фракция 0,25–0,1 мм в среднем составляет 87 %, выход минералов тяжелой фракции получается от единичных зерен до < 1,0 %; в крупнозернистых алевритах (фракция 0,1–0,05 мм — 78 % от общего состава) выход тяжелой фракции составляет до 38 %. Таким образом, наиболее значимые продуктивные горизонты в отложениях свиты приурочены преимущественно к крупнозернистым алевритам и алевритам с незначительной примесью песка (до 20 %), что не противоречит выводам ИГЕМ РАН, ЦНИГРИ, ВИМС и др. [155] по западной части ХМАО, где авторы на основании оценки упорядоченности минерального поля (метод главных компонент) отложений атлымской и новомихайловской свит делают вывод о достаточно эффективном рудообразующем процессе, способном создать концентрации рудных минералов, близкие к промышленному уровню. Ранее положительную оценку атлымской свите о возможности выявления в ее разрезе значительных по запасам Ti-Zr залежей дал А. Е. Бабушкин [11].

Новомихайловская свита представлена глинами алевритистыми, алевритами, мелкозернистыми песками, прослоями бурых углей. Ее распространение на площади листа аналогично осадкам атлымской свиты, только имеет более широкий выход под четвертичные отложения в западной части территории. В основном свита включает озерные, озерно-болотные и в меньшей степени озерно-аллювиальные осадки, малоперспективные, по мнению А. Е. Бабушкина [11], для обнаружения титан-циркониевых россыпей и выполняющие лишь роль дополнительных источников материала при накоплении верхнеолигоценовых россыпей. Тем не менее в районах Белогорского, Пельтыпского поднятий и г. Ханты-Мансийск скважинами вскрыто до 11 интервалов концентраций минералов титана и циркония близкого к промышленному содержания в мелкозернистых алевритистых песках и алевритах новомихайловской свиты на глубинах от 46 до 215 м. Сотрудники ИГЕМ РАН, ЦНИГРИ, ВИМС, КПр ХМАО и др. [155] провели исследования в 2002 г. на территории ХМАО и обосновали новый район титан-циркониевых россыпей при участии осадков и этой свиты. Положительное заключение о перспективности свиты дали и сотрудники ФГУП «ИМГРЭ» [29].

С отложениями верхнего олигоцена (туртасская свита) связаны ряд месторождений и многочисленные проявления россыпей трансгрессивного и регрессивного типов в Западной Сибири. Формирование россыпей происходило за счет размыва отложений новомихайловской свиты и более древних образований. Продуктивный горизонт приурочен к нижней

Расчет прогнозных ресурсов минералов титана и циркония в олигоценовых отложениях

Площади, рудопроявления, индекс и название	Количество предполагаемых россыпей	Условная площадь на точку опробования, м ²	Условная площадь россыпи, тыс. м ²	Мощность продуктивного горизонта, м	Объем рудосодержащих пород, тыс. м ³	Среднее содержание минералов, кг/м ³				Прогнозные ресурсы по россыпи, млн т					
						Ильменит	Рутил + лейкоксен + сфен	Циркон	Условный ильменит	Ильменит	Рутил + лейкоксен + сфен	Циркон	Условный ильменит	ZrO ₂	TiO ₂
9 Ti, Zr/P₃ Кондинско-Обская минерагеническая зона															
9.1 Ti, Zr/P₃ Хуготский потенциальный рудный район															
9.1.1 Малоатлымский потенциальный рудный узел															
Ресурсы категории P₃															
III-1-8 Малоатлымское	Аллювиальный, аллювиально-озерный (погребенный или частично погребенный) генетические типы														
	4	2000	8000	5,0	40 000	17,97	5,6	4,51	85,0	0,72	0,22	0,18	3,4	0,12	0,59
III-1-9 Усть-Малоатлымское	13	2000	26 000	5,0	130 000	12,85	4,84	3,32	67,35	1,67	0,63	0,43	8,75	0,28	1,47
III-2-5 8 PГ	1	2000	2000	5,0	10 000	67,3	10,01	9,07	144,9	0,67	0,1	0,09	1,45	0,06	0,47
III-2-8 7 PГ	1	2000	2000	5,0	10 000	58,62	14,4	3,6	126,7	0,59	0,14	0,03	1,27	0,02	0,45
III-2-9 6 PГ	2	2000	4000	5,0	20 000	39,4	7,61	7,05	95,9	0,79	0,15	0,14	1,92	0,09	0,58
III-2-10 5 PГ (интервал 25,0–28,7 м)	Прибрежный (озерный или морской) генетический тип (погребенный)														
	1	3000	3000	5,0	15 000	29,55	4,39	6,3	70,12	0,44	0,06	0,09	1,05	0,06	0,32
(интервал 58,0–130,5 м)	Аллювиальный, аллювиально-озерный (погребенный) генетические типы														
	3	2000	6000	5,0	30 000	44,48	6,94	6,07	97,21	1,33	0,21	0,18	2,92	0,12	0,97
Итого по рудному узлу:										6,21	1,51	1,14	20,76	0,75	4,85

Вне рудного узла															
III-1-4 Октябрьское	2	2000	4000	5,0	20 000	14,97	4,73	2,97	65,75	0,30	0,09	0,06	1,31	0,04	0,25
Итого по рудному району:										6,51	1,60	1,20	22,07	0,79	5,10
9.2 Ti, Zr/P₃ Нижнекондинский потенциальный рудный район															
V-4-2 Городская площадь										3,81	0,76	0,63	9,17	0,41	2,86
Скв. 4РГ	5	2000	10 000	5,0	50 000	20,59	5,0	3,85	54,71	1,03	0,25	0,19	2,74	0,12	0,80
Скв. 2РГ	6	2000	12 000	5,0	60 000	29,91	5,34	4,47	67,58	1,79	0,32	0,27	4,05	0,18	1,31
Скв. 3РГ	2	2000	4000	5,0	20 000	23,68	3,92	5,18	56,5	0,47	0,08	0,10	1,13	0,07	0,34
Скв. 1РГ	3	2000	6000	5,0	30 000	17,34	3,78	2,29	41,85	0,52	0,11	0,07	1,25	0,05	0,39
9.2.1 Пельтыпский потенциальный рудный узел															
VI-1-1 Кашатское (скв. 18-3р)	3	2000	6000	5,0	30 000	46,53	9,05	20,48	165,0	1,39	0,27	0,61	4,95	0,40	1,03
VI-2-1 Хойское-1 (скв. 27-3р)	1	2000	2000	5,0	10 000	8,6	2,5	1,28	22,8	0,09	0,02	0,01	0,23	0,006	0,07
VI-2-2 Яглинское (скв. 19-3р)	2	2000	4000	5,0	20 000	20,18	8,98	2,1	34,67	0,40	0,18	0,04	0,69	0,026	0,37
VI-2-3 Хойское-2 (скв. 24-3р)	2	2000	4000	5,0	20 000	18,93	4,74	4,19	53,11	0,39	0,09	0,08	1,06	0,05	0,30
Итого по рудному узлу:										2,27	0,56	0,74	6,93	0,48	1,77
Вне рудного узла															
VI-4-1 Урвандское (скв.23-3р)	4	2000	8000	5,0	40 000	26,55	4,05	5,39	63,12	1,06	0,16	0,21	2,52	0,14	0,76
VI-4-2 Базовское (скв. 9-3р)	3	2000	6000	5,0	30 000	26,59	6,58	3,79	65,9	0,78	0,20	0,11	1,98	0,07	0,62
Итого по району:										7,92	1,68	1,69	20,6	1,11	6,01
Итого по зоне :										14,43	3,28	2,89	42,67	1,90	11,11

Расчет прогнозных ресурсов минералов

Проявления, площади с близким к промышленному содержанием и их номера на карте полезных ископаемых	Количество предполагаемых россыпей	Условная площадь на точку опробования, м ²	Условная площадь россыпи, тыс. м ²	Мощность продуктивного горизонта, м	Объем рудосодержащих пород, тыс. м ³
Ресурсы					
9 Ti, Zr/P₃-Q Кондинско-					
9.3 Ti, Zr/Q Белогорский					
Лыхминская площадь (II-1-4)	8	2000	16 000	5,0	80 000
Мысенг-Соимская площадь (II-1-7)	3	3000	9000	5,0	45 000
Атлымская площадь (III-2-6)	13	2000	26 000	5,0	130 000
Карымкарская площадь (III-2-16)	3	2000	6000	5,0	30 000
Южная площадь (V-3-1)	4	2000	8000	5,0	40 000
Итого по району:					
9.4 Ti, Zr/Q Юкондинский					
Потьмецкая-1 площадь (IV-1-1)	5	2000	10 000	5,0	50 000
Потьмецкая-2 площадь (IV-1-4)	2	2000	4000	5,0	20 000
Кашатское проявление (VI-1-1)	2	2000	4000	5,0	20 000
Хойское-1 проявление (VI-2-1)	1	2000	2000	5,0	10 000
Яглинское проявление (VI-2-2)	1	2000	2000	5,0	10 000
Хойское проявление (VI-2-3)	2	2000	4000	5,0	20 000
Итого по району:					
Вне					
Городская площадь (V-4-2) Скв. 4 РГ Скв. 3 РГ	3	2000	6000	5,0	30 000
	2	2000	4000	5,0	20 000
Урвандское проявление (VI-4-1)	1	2000	2000	5,0	10 000
Итого вне района:					
Итого по зоне:					
10 Ti, Zr/P₃-Q Обско-Надымская					
10.1 Ti, Zr/Q Казымский					
Сорумская площадь (I-3-1)	5	3000	15 000	5,0	75 000
Ай-Курьехская площадь (I-4-1)	2	3000	9000	5,0	45 000
Итого по району:					
10.2 Ti, Zr/Q Верхненадымский					
Нючаяхская площадь (I-6-1)	3	2000	6000	5,0	30 000

титана и циркония в четвертичных образованиях

Среднее содержание минералов, кг/м ³				Прогнозные ресурсы по россыпи, млн т					
Ильменит	Рутил + лейкоксен + сфен	Циркон	Условный ильменит	Ильменит	Рутил + лейкоксен + сфен	Циркон	Условный ильменит	ZrO ₂	TiO ₂
категории Р₃									
Обская минерагеническая зона									
потенциальный рудный район									
17,05	5,85	4,44	56,3	1,36	0,47	0,35	4,5		
18,53	6,75	4,6	63,3	0,83	0,30	0,21	2,85		
51,82	6,66	7,55	51,86	6,74	0,86	0,98	6,74		
17,8	5,47	3,89	30,04	0,53	0,16	0,12	0,9		
7,17	3,75	3,05	29,01	0,29	0,15	0,12	1,16		
				9,75	1,94	1,78	16,15	1,17	7,3
потенциальный рудный район									
18,32	6,94	4,5	61,85	0,92	0,35	0,22	3,09		
19,05	8,06	5,45	70,91	0,38	0,16	0,11	1,42		
46,53	9,05	20,48	165,0	0,93	0,18	0,41	3,30		
18,48	5,57	5,57	37,40	0,18	0,056	0,056	0,37		
12,22	7,55	3,44	52,97	0,12	0,075	0,034	0,53		
16,05	4,87	4,6	53,57	0,32	0,097	0,092	1,07		
				2,85	0,92	0,92	9,78	0,61	2,4
района									
25,85	6,64	5,24	71,43	0,77	0,20	0,16	2,14		
21,26	6,61	5,64	69,36	0,42	0,13	0,11	1,39		
14,06	1,93	4,31	38,89	0,14	0,019	0,043	0,39		
				1,33	0,35	0,31	3,92	0,20	1,06
				13,93	3,21	3,01	29,85	1,98	10,76
потенциальная минерагеническая зона									
потенциальный рудный район									
16,49	4,47	6,2	58,8	1,23	0,33	0,46	4,41		
11,58	3,9	4,87	43,35	0,52	0,17	0,22	1,95		
				1,75	0,50	0,68	6,36	0,45	1,42
потенциальный рудный район									
13,67	2,28	4,53	40,69	0,41	0,068	0,13	1,22		

Проявления, площади с близким к промышленному содержанием и их номера на карте полезных ископаемых	Количество предпологаемых россыпей	Условная площадь на точку опробования, м ²	Условная площадь россыпи, тыс. м ²	Мощность продуктивного горизонта, м	Объем рудосодержащих пород, тыс. м ³
Хеттская площадь (I-6-3)	8	2000	16 000	5,0	80 000
Ай-Надымская площадь (I-6-4)	2	2000	4000	5,0	20 000
Итого по району:					
10.3 Ti, Zr/Q Увалосибирский					
Кутопская площадь (I-3-2)	2	3000	6000	5,0	30 000
Помутская площадь (I-3-3)	3	3000	9000	5,0	45 000
Вельюганская площадь (I-3-4)	8	2000	16 000	5,0	80 000
Унвошъеганская площадь (I-4-2)	9	2000	18 000	5,0	90 000
Верхнеказымская площадь (I-5-3)	7	2000	14 000	5,0	70 000
Айсуньюганская площадь (I-5-5)	6	2000	12 000	5,0	60 000
Ун-Шарьюская площадь (II-1-3)	3	2000	6000	5,0	30 000
Вожпайюганская площадь (II-2-1)	2	3000	6000	5,0	30 000
Верхнехульеганская площадь (II-2-4)	6	3000	18 000	5,0	90 000
Амнинская площадь (II-2-5)	9	2000	18 000	5,0	90 000
Ногорсоимская площадь (II-3-1)	7	2000	14 000	5,0	70 000
Кельсиеганская площадь (II-4-1)	3	2000	6000	5,0	30 000
Нярвошъюганская площадь (II-4-2)	4	2000	8000	5,0	40 000
Венъяхская площадь (II-5-2)	3	2000	6000	5,0	30 000
Тромъеганская площадь (II-6-3)	6	2000	12 000	5,0	60 000
Верхненазымская площадь (III-3-1)	3	2000	6000	5,0	30 000
Итого по району:					
10.4 Ti, Zr/Q Назымско-Ляминский					
Верхнеляминская площадь (II-4-5)	6	2000	12 000	5,0	60 000
Тункорьюганская площадь (III-3-3)	4	2000	8000	5,0	40 000
Среднеляминская площадь (III-5-6)	1	2000	2000	5,0	10 000
Нижнеляминская площадь (IV-5-3)	4	2000	8000	5,0	40 000
Итого по району:					
10.5 Ti, Zr/Q Пимский					
Пимская площадь (III-6-3)	3	2000	6000	5,0	30 000
Итого по району:					
Итого по зоне:					
Всего по листу:					

Среднее содержание минералов, кг/м ³				Прогнозные ресурсы по россыпи, млн т					
Ильменит	Рутил + лейкок- сен + сфен	Циркон	Условный иль- менит	Ильменит	Рутил + лейкок- сен + сфен	Циркон	Условный иль- менит	ZrO ₂	TiO ₂
16,8	3,69	5,33	49,32	1,34	0,29	0,43	3,94		
10,92	2,13	4,83	39,01	0,22	0,040	0,096	0,78		
				1,97	0,40	0,66	5,94	0,43	1,48
потенциальный рудный район									
14,75	1,69	2,91	32,92	0,44	0,051	0,087	0,99		
17,71	3,48	6,23	50,06	0,76	0,15	0,28	2,25		
25,67	6,85	9,02	86,53	2,05	0,55	0,72	6,92		
21,44	5,45	6,68	68,68	1,93	0,49	0,60	6,18		
26,83	5,03	9,09	82,73	1,88	0,35	0,64	5,79		
28,15	8,13	8,2	80,9	1,69	0,49	0,49	4,85		
17,91	4,16	4,9	53,19	0,54	0,12	0,15	1,59		
21,78	4,77	6,43	65,93	0,65	0,14	0,19	1,98		
19,96	6,41	6,41	61,7	1,79	0,58	0,58	5,55		
15,86	4,35	5,5	54,69	1,43	0,39	0,49	4,92		
27,06	7,03	9,08	89,9	1,89	0,49	0,63	6,29		
34,8	7,8	11,36	109,9	1,04	0,23	0,34	3,30		
19,52	5,66	6,6	67,18	0,78	0,22	0,26	2,69		
26,82	6,93	8,23	85,82	0,80	0,21	0,25	2,57		
15,17	3,66	5,8	50,3	0,91	0,22	0,35	3,01		
117,3	25,66	47,22	344,8	3,52	0,77	1,41	10,34		
				22,1	5,45	7,46	69,22	4,92	17,35
потенциальный рудный район									
18,7	4,73	7,35	66,42	1,12	0,28	0,44	3,98		
16,4	3,12	4,11	37,65	0,66	0,12	0,16	1,50		
25,27	3,92	10,94	84,78	0,25	0,039	0,11	0,85		
14,58	4,58	4,35	48,31	0,58	0,18	0,17	1,93		
				2,61	0,62	0,88	8,28	0,58	2,04
потенциальный рудный район									
19,9	4,28	6,23	61,14	0,60	0,13	0,19	1,83		
				0,60	0,13	0,19	1,83	0,12	0,46
				29,03	7,1	9,87	91,61	6,5	22,75
				42,96	10,31	12,88	121,46	8,57	33,51

песчаной части разреза [11]. Отложения свиты широко распространены в пределах исследуемой территории и занимают более 70 % площади. Однако на территории листа перспективы отложений туртасской свиты невелики. По мнению А. Е. Бабушкина [11], в пределах Обь-Иртышского междуречья накапливались осадки мощностью 100–120 м преимущественно глинистого состава. И только при воздымании подошвы в северном направлении (к Сибирским Увалам) происходит смена условий осадконакопления на мелководно-морские и прибрежно-морские.

Кондинско-Обская минерагеническая зона (9 Ti, Zr/P₃–Q) расположена в юго-западной части листа. Рудоносность связана с аллювиальными, аллювиально-озерными образованиями атлымской и новомихайловской свит нижнего олигоцена. Морские отложения туртасской свиты верхнего олигоцена, с которой в Западной Сибири связывают основные надежды на месторождения титан-циркониевых россыпей, представлены прибрежно-морскими и глубоководными осадками. Титан-циркониевая минерализация плиоцен-четвертичных образований установлена в аллювиально-морских отложениях эоплейстоценового возраста, аллювиально-озерных и озерно-аллювиальных отложениях нижнего и верхнего неоплейстоцена. Олигоценовые и плиоцен-четвертичные образования на предмет титан-циркониевых россыпей рассмотрены отдельно. В пределах зоны установлены четыре рудных района: Хуготский (9.1 Ti, Zr/P₃) установленный, Нижнекондинский (9.2 Ti, Zr/P₃), Белогорский (9.3 Ti, Zr/Q) и Юкондинский (9.4 Ti, Zr/Q) потенциальные. Общие прогнозные ресурсы зоны определены по категории P₃ (млн т): TiO₂ — 21,87; ZrO₂ — 3,88 (табл. 15 и 16).

Хуготский рудный район (9.1 Ti, Zr/P₃) на территории листа охватывает северную часть Белогорского поднятия и уходит в западном направлении на лист Р-41. В его пределах установлены линейные россыпепроявления Малоатлымское (III-1-8), Усть-Малоатлымское (III-1-9) и погребенные, выявленные по скважинам 5 РГ (III-2-10), 6 РГ (III-2-9), 7 РГ (III-2-8), 8 РГ (III-2-5), на основании которых выделен Малоатлымский потенциальный рудный узел (9.1.1). Линейное россыпепроявление Октябрьское (III-1-4) располагается вне рудного узла. Россыпеобразования минералов титана и циркония связаны с атлымской и новомихайловской свитами. Площадь рудного района — 11 750 км². Ресурсы категории P₃ составляют (млн т): ильменит — 6,51; рутил + лейкоксен — 1,6; циркон — 1,2. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO₂ — 5,1; ZrO₂ — 0,79 (табл. 15).

Малоатлымский потенциальный рудный узел (9.1.1) расположен в бассейне р. Мал. Атлым примерно в 250 км от г. Ханты-Мансийск вниз по течению Оби. Его площадь составляет 839 км². Продуктивность оценивается как средняя при благоприятной производственной инфраструктуре. В пределах рудного узла установлены два линейных и четыре погребенных россыпных проявления с рудоносностью в интервале глубин 0,5–163,5 м, которая связана с озерно-аллювиальными отложениями нижнего олигоцена (атлымская и новомихайловская свиты) и в меньшей степени с прибрежными морскими отложениями верхнего олигоцена (туртасская свита). В линейных россыпных проявлениях (Малоатлымское

и Усть-Малоатлымское) распространение минералов титана и циркония изучено в 17 пунктах наблюдения, а повышенные содержания установлены в 57 пробах. Вся россыпная минерализация приурочена к аллювиально-озерным образованиям атлымской свиты, изученной в интервале глубин 0,5–25,5 м (табл. 15). Содержания рудных минералов колеблются (кг/м³): ильменит — от 6,12 до 45,8; рутил + лейкоксен — от 3,2 до 10,73; циркон — от 2,0 до 9,19. Рудоносность установлена достаточно достоверно, неблагоприятным фактором является расположение потенциальных россыпей в пределах речных природоохранных зон.

Погребенные россыпные проявления, вскрытые скважинами 5 РГ (III-2-10), 6 РГ (III-2-9), 7 РГ (III-2-8) и 8 РГ (III-2-5), связаны с отложениями атлымской, новомихайловской и туртасской свит, которые установлены на различных глубинах в интервале 25,0–163,0 м. Продуктивные отложения атлымской свиты, вскрытые скважинами 5 РГ и 7 РГ в интервалах 106,9–130,5 и 160,0–161,0 м соответственно, имеют содержания рудных минералов в пределах (кг/м³): ильменит — 58,62–59,96; рутил + лейкоксен — 9,49–14,4; циркон — 3,6–8,19. Продуктивные отложения новомихайловской свиты, вскрытые скважинами 5 РГ, 6 РГ и 8 РГ в интервалах 58,0–78,3, 83,7–101,6 и 159,0–163,5 м соответственно, имеют содержания рудных минералов в пределах (кг/м³): ильменит — от 22,8 до 67,13; рутил + лейкоксен — от 3,58 до 10,01; циркон — от 4,75 до 9,07. Отложения туртасской свиты вскрыты скв. 5 РГ в интервале 25,0–28,7 м. Пески более бедные, содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 29,55; рутил + лейкоксен — 4,39; циркон — 6,3. Подробно характеристика россыпных проявлений показана в табл. 15. Низкое качество бурения и методика опробования при проведении ГСР-200 не позволяют к вышеперечисленным погребенным россыпным проявлениям относиться как к достаточно достоверным. Все они требуют проведения заверочных (ревизионных) работ. Возможно, что при соответствующем качестве бурения и методике опробования эти проявления могут оказаться более бедными. Прогнозные ресурсы категории Р₃ рудного узла составляют (млн т): ильменит — 6,21; рутил + лейкоксен + сфен — 1,51; циркон — 1,14. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO₂ — 4,85 и ZrO₂ — 0,75 (табл. 15).

Ранее А. Е. Бабушкиным [11] была проведена оценка Малоатлымской площади. Прогнозные ресурсы по категории Р₃ были определены (млн т): ильменит — 26,7; циркон — 2,4. Параметры расчета были взяты из одной точки наблюдения № 532 с выходом тяжелой фракции 4,9 % и распространены на площадь 50 км². Методика подсчета ресурсов неизвестна, разница в результатах очень значительна, и говорить о каком-то сопоставлении весьма затруднительно.

Нижнекондинский потенциальный рудный район (9.2 Ti, Zr/P₃) расположен в районе рек Конда и Иртыш. На его территории площадью 15 012 км² по результатам колонкового бурения установлены Пельтыпский потенциальный рудный узел (9.2.1), площадь Городская (V-4-2), а также отдельные россыпепроявления — Урвандское (VI-4-1), Базовское (VI-4-2). Рудоносность района представлена отложениями раннего неоплейстоцена и олигоцена. Прогнозные ресурсы категории Р₃ составляют

в олигоцене (млн т): ильменит — 7,92; рутил + лейкоксен + сфен — 1,68; циркон — 1,69. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 6,01; ZrO_2 — 1,11. В нижнем неоплейстоцене (талагайкинская свита) по Нижнекондинскому району ресурсы категории P_3 составляют (млн т): ильменит — 1,57; рутил + лейкоксен — 0,35; циркон — 0,56. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 1,2; ZrO_2 — 0,37. В целом продуктивность района оценивается как низкая при малоблагоприятной производственной структуре.

Городская площадь (V-4-2) включает в себя четыре россыпепроявления, расположенных в пределах г. Ханты-Мансийск (скважины 1 РГ, 2 РГ, 3 РГ, 4 РГ). Россыпепроявления установлены в кварцевых мелкозернистых песках и алевритах атлымской и новомихайловской свит в интервале глубин 88,7–215,0 м. Продуктивные аллювиальные пески и супеси талагайкинской свиты вскрыты в интервале глубин 33,5–94,1 м. Качественные и количественные характеристики россыпепроявлений олигоценового возраста и пунктов минерализации неоплейстоценового возраста показаны в таблицах 15 и 16. Всего по Городской площади, олигоцен (ресурсы P_3 , млн т): ильменит — 3,81; рутил + лейкоксен + сфен — 0,76; циркон — 0,63. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 2,86; ZrO_2 — 0,41. Неоплейстоцен (P_3 , млн т): ильменит — 1,19; рутил + лейкоксен — 0,33; циркон — 0,18. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 0,96; ZrO_2 — 0,18. Рудопроявления площади находятся в черте города, и их дальнейшие перспективы невелики.

Пельтыпский потенциальный рудный узел (9.2.1) расположен в районе одноименного поднятия на водоразделе рек Юконда и Кама, Вынтъя. Площадь территории узла — 1514 км². Его продуктивность определена как средняя при удовлетворительной производственной инфраструктуре. Рудный узел представлен четырьмя погребенными рудопроявлениями: Кашатское (VI-1-1), Хойское-1 (VI-2-1), Яглинское (VI-2-2) и Хойское-2 (VI-2-3). Концентрация минералов титана и циркония установлена в отложениях атлымской и новомихайловской свит нижнего олигодена. Продуктивные отложения атлымской свиты вскрыты скважинами 27-Зр (Хойское-1), 19-Зр (Яглинское) в интервалах глубин 245,0–250,0 и 160,0–210,0 м соответственно. Содержания рудных минералов колеблются (кг/м³): ильменит — от 8,6 до 20,18; рутил + лейкоксен — от 2,5 до 8,0; циркон — от 1,28 до 2,1.

Продуктивные отложения новомихайловской свиты вскрыты скважинами 18-Зр (Кашатское), 19-Зр (Яглинское) и 24-Зр (Хойское-2) в интервалах 65,0–115,0, 117,0–160,0 и 154,0–184,0 м соответственно. Содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — от 18,93 до 25,8; рутил + лейкоксен — 4,74–8,98; циркон — 1,17–2,33. Пески этого рудного узла более бедные, чем пески Малоатлымского рудного узла, и тоже требуют заверочных работ. Рудоносность установлена и в неоплейстоценовых аллювиальных отложениях талагайкинской свиты в интервалах 5,0–45,0, 120,5–122,0, 115,0–135,0 м (скважины 18-Зр, 27-Зр, 24-Зр) с содержаниями рудных минералов в пределах (кг/м³): ильменит — от 16,05 до 46,5; рутил + лейкоксен — от 4,87 до 9,05; циркон — от 2,55 до 7,0 (отнесены к пунктам минерализации). Качественная и количественная характеристика россыпных

проявлений и пунктов минерализации показана в таблицах 15 и 16. Прогнозные ресурсы рудного узла в олигоцене составляют (млн т): ильменит — 2,27; рутил + лейкоксен + сфен — 0,56; циркон — 0,74; диоксидов (млн т): TiO_2 — 1,77; ZrO_2 — 0,48. В плейстоцене (млн т): ильменит — 1,43; рутил + лейкоксен + сфен — 0,33; циркон — 0,55.

В Пельтыпском рудном узле рекомендуются поисково-ревизионные работы (второй очереди) с глубиной изучения до 250 м.

Россыпные проявления, расположенные вне площади рудного узла, представлены Урвандским и Базовским проявлениями (таблицы 15, 16).

Белогорский потенциальный рудный район (9.3 Ti, Zr/Q) расположен в пределах одноименного поднятия левобережья р. Обь. Его площадь 12 689 км². В пределах района выделены пять площадей с пунктами минерализации по содержаниям рудных минералов, близким к промышленным. Это — Лыхминская (II-1-4), Мысенг-Соимская (II-1-7), Атлымская (III-2-6), Карымкарская (III-2-16) и Южная (V-3-1) площади. Их россыпная минерализация связана с аллювиально-морскими эоплейстоценового возраста, аллювиально-озерными ниже-средненеоплейстоценового возраста и озерно-аллювиальными средне-верхненеоплейстоценового возраста осадками (табл. 5, 16). Минерализация изучена до глубины 13,4 м. Суммарные прогнозные ресурсы категории P₃ по площадям составили (млн т): ильменит — 9,75; рутил + лейкоксен + сфен — 1,94; циркон — 1,78. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 7,3; ZrO_2 — 1,17.

Юкондинский потенциальный рудный район (9.4 Ti, Zr/Q) протягивается от р. Хугот на севере до Пельтыпского поднятия включительно на юге. Его площадь — 8675 км². Скопления пунктов минерализации объединены в двух площадях — Потьмецкая-1 и Потьмецкая-2, а также установлены в скважинах 18-Зр, 27-Зр, 19-Зр, 24-Зр. Рудная минерализация установлена в интервалах глубин 1,5–45,0 и 115,0–135,0 м и приурочена к осадкам неоплейстоцена (таблицы 5, 16). Прогнозные ресурсы категории P₃ оценены (млн т): ильменит — 2,85; рутил + лейкоксен + сфен — 0,92; циркон — 0,92. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 2,4; ZrO_2 — 0,61.

Обско-Надымская потенциальная минерогеническая зона (10 Ti, Zr/P₃-Q) охватывает большую часть территории листа. Вскрытых и опробованных рудных горизонтов олигоценовых отложений на данное время пока нет. Ее перспективы оценены как металлогенический потенциал (МП) по средней продуктивности 1 км² Кондинско-Обской зоны, составляющей для TiO_2 220,8 кг/км², для ZrO_2 37,7 кг/км². Площадь Обско-Надымской зоны — 82 560 км². При применении коэффициента достоверности 0,5 металлогенический потенциал зоны составил (млн т): TiO_2 — 9,1; ZrO_2 — 1,5. Что касается отложений плейстоцен-голоценового возраста, то практически все алевропесчаные горизонты различных генетических (фациальных) типов заражены минералами титана и цирконом с содержанием условного ильменита от единиц до сотен кг/м³. В пределах зоны выделены пять потенциальных рудных районов: Казымский (10.1 Ti, Zr/Q), Верхненадымский (10.2 Ti, Zr/Q), Увалосибирский (10.3 Ti, Zr/Q), Назымско-Ляминский (10.4 Ti, Zr/Q) и Пимский (10.5 Ti, Zr/Q). Прогнозные ресурсы зоны по категории P₃ оценены (млн т): ильменит — 29,03;

рутил + лейкоксен + сфен — 7,1; циркон — 9,87. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 22,75; ZrO_2 — 6,5. Качественные и количественные характеристики рудных районов представлены в таблицах 5 и 16. Наиболее изученным и значимым по геологическим предпосылкам на поиски россыпей титана и циркония является Увалосибирский рудный район (10,3 Ti, Zr/Q). На его территории в 21 421 км² выделены 16 площадей с пунктами минерализации, по содержаниям близкими к промышленным. Рудная минерализация установлена в 79 пунктах наблюдения. Средние содержания рудных минералов по площадям колеблются (кг/м³): ильменит — от 14,75 до 117,3; рутил + лейкоксен — от 1,69 до 25,66; циркон — от 2,91 до 47,22. Прогнозные ресурсы оценены до глубины 21,0 м (млн т): ильменит — 22,1; рутил + лейкоксен + сфен — 5,45; циркон — 7,46. В пересчете на диоксиды (млн т): TiO_2 — 17,35; ZrO_2 — 4,92. Район рекомендуется для ГДП-200 с изучением разреза на поиски россыпных проявлений до глубины 200 м.

Нижнеиртышская потенциальная минерагеническая зона (11 Ti, Zr/P₃-Q) выделена по увязке с листом О-42 на крайнем юго-востоке территории. Сведений о наличии россыпей минералов титана и циркония на рассматриваемой территории не имеется. Прогнозные ресурсы по зоне на площади листа Р-42 не оценивались.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кремнистое сырье

Прогнозные ресурсы по кремнистому сырью, выявленные на территории листа, связаны с верхнемеловым и палеоцен-эоценовым комплексом отложений Западно-Сибирской минерагенической провинции. Они имеют практически повсеместное распространение и значительные мощности, но залегают на глубинах от 150–160 до 500 м. Наиболее высокое положение кровли свиты отмечается в долине Казыма и его притоков. Здесь выделена Обская опалитоносная минерагеническая зона (8 ор/К₂-Р) с Северососьвинско-Обским рудным районом (8.1 ор/К₂-Р), в составе которого установлен Атымьганский рудный узел (8.1.1 ор). В его пределах разведано восемь месторождений опок и диатомовых глин в отложениях люлинворской свиты. Именно здесь известны ее выходы на дневную поверхность, которые авторы связывают с приповерхностными дислокациями. Степень изученности района не позволяет выделить перспективные площади и провести оценку прогнозных ресурсов.

Строительные материалы

Прогнозные ресурсы по строительным материалам, выявленным на территории, в основном связаны с плиоцен-четвертичным комплексом отложений Западно-Сибирской минерагенической провинции и включают глины кирпичные, песчано-гравийный материал и песок строительный. Практический интерес согласно требованиям промышленности представляют залежи, заключенные в рельефообразующих отложениях до

глубины 10–12 м при отношении мощности вскрышных пород и продуктивной толщи 1:1. Размещение указанных видов сырья подчинено пространственной локализации обломочных и дисперсных пород, обусловленной процессами четвертичного морфолитогенеза. Схема прогноза на строительные материалы дана в зарамочном оформлении Карты плиоцен-четвертичных образований.

Подсчет прогнозных ресурсов строительных материалов производился путем умножения площадей выделенных перспективных участков на среднюю мощность пластов полезной толщи.

Степень изученности площадей, перспективных на поиски нерудных полезных ископаемых, неодинакова. Территория относится к области предстоящего освоения, требующего развития стройиндустрии на базе местных минерально-сырьевых ресурсов.

Глины кирпичные приурочены к глиносодержащим отложениям разного генезиса. Как показала практика поисков этого вида сырья, основным объектом исследований могут служить покровные суглинки, глинистые отложения эоплейстоцен-голоценового возраста, с которыми связаны практически все разведанные месторождения.

Наиболее рентабельными можно считать 11 перспективных площадей, выделенных на западе территории в пределах развития второй надпойменной террасы левобережья Оби. Глинистая толща приурочена к верхней части разреза и характеризуется по площади довольно постоянным литологическим составом. В естественном виде глины имеют низкий коэффициент вспучиваемости; пригодны для получения низких марок кирпича, а при добавлении в шихту солярового масла (1,0–1,5 %) — тяжелого керамзита. Прогнозные ресурсы оценены по категории P_1 в количестве 6714,48 млн м³ [263]. Практически повсеместное распространение глинистых пород позволяет целенаправленно осуществлять поиски кирпичных глин при наличии конкретных заявок от потребителей.

Песчано-гравийный материал и крупнозернистые пески, пригодные в качестве наполнителей для тяжелых бетонов, балласта и т. д., имеют ограниченное распространение и парагенетически тесно связаны со строительными песками. На территории разведано девять месторождений. В геологическом отношении они связаны с двумя стратиграфическими комплексами: с бассейновыми ниже-среднеолейстоценовыми отложениями и с голоценовым аллювием рек Назым, Бол. Атлым, Лыхма, Иш-Юган и др.

Песчаные отложения данных комплексов имеют широкое распространение в центральной части Сибирских Увалов, на правобережье р. Лямин и на Обь-Кондинском междуречье. Они связаны с холмистыми и грядобразными формами рельефа, сложенными разнозернистыми песками, бронируемыми сверху песчано-гравийным материалом мощностью 1–3 м. Содержание гравия в смеси колеблется от 20 до 50 %, иногда достигая 75–77 % и более. По гранулометрическому составу преобладают фракции от 5 до 20 мм (75 %). Содержание фракции менее 5 мм не превышает 3–6 %. Гравийный материал преимущественно хорошо окатан, количество лещадных и угловатых зерен не превышает в среднем 2–3 %. Состав преимущественно кремнистый.

Скопления песчано-гравийного материала и крупнозернистых песков можно ожидать на площадях, прилегающих к Белогорскому Материку, где отдельными участками на правом берегу отмечаются валунные гряды и мостовые, которые могут разрабатываться как строительные камни. Гравийный материал может быть использован как заполнитель в тяжелые бетоны, в качестве строительного балласта, возможность его разработки определяется конкретными потребностями в условиях промышленного освоения территории.

Основным объектом на поиски строительных песков являются отложения халасинской и надымской толщ, развитых на Сибирских Увалах, и современных пойм. Пески кварцевые и кварцево-полевошпатовые разнозернистые. Преобладают «очень мелкие» и «мелкие» пески (1,0–1,98 мкм) с подчиненными неправильной формы прослоями и линзами «средних» (2,01–2,46 мкм) и «крупных» (2,51–3,74 мкм). Наблюдается закономерное увеличение крупности фракции вверх по разрезу, где нередко залегают линзовидные тела средне-крупнозернистых песков и песчано-гравийного материала.

Современные аллювиальные отложения наиболее перспективны для поисков строительных песков, часто находятся вблизи населенных пунктов и доступны для гидромеханической отработки. Состав аллювиальных песков по площади обычно неоднороден. В бассейнах рек Назым и Лямин в зоне Белогорского Материка на участках размыва отложений самаровского горизонта развиты разнозернистые пески с модулем крупности от 1,0 до 1,8–1,9, содержащие гальку и гравий в количестве от 10–15 до 40–50 и даже 70–75 %. Левобережные притоки Оби, включая долину Иртыша, сложены преимущественно тонко- и мелкозернистыми песками. Стандартные пески группы «мелкие» залегают в нижней части руслового аллювия.

Значительные запасы строительных песков связаны с современными русловыми отложениями р. Обь. Пески пригодны для производства ячеистых бетонов, силикатного кирпича и строительных растворов.

Практически прогнозные ресурсы строительных песков на территории листа безграничны. На Схеме прогноза строительных материалов показаны только четыре перспективные площади развития строительных песков, прогнозные ресурсы которых оценены по категории P_1 (млн м³): Уж-Вожьюганская (I-2-1) — 29,45; Убылсоимская (III-2-2), состоящая из двух залежей — 99,912; Ендырская (IV-1-8) — 95,87; Охлымская (IV-3-13) — 52,5 [263]; всего — 277,732.

Существенный интерес представляют собой пески, использование которых возможно в стекольном производстве. В пределах листа кварцевые пески, отвечающие требованиям стекольных, связаны с атлымской свитой олигоцена, отдельные выходы которой установлены в западной части территории (междуречье Бол. Атлыма–Лыхмы и долина Мал. Атлыма). Пески атлымской свиты мелкозернистые, реже среднезернистые кварцевые хорошо сортированные. Содержание пылеватых и глинистых частиц — 2–3 %, реже до 10–11 %; коэффициент фильтрации — 1–9 м/сут; SiO₂ — до 97 %. Пески могут быть использованы в качестве строительных, а также пригодны для производства стеклотары, а в случае обогащения — оконного и технического стекла.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минеральные промышленные воды

Йодные воды. Для Западной Сибири установлены меловая и юрская эпохи, благоприятные для формирования седиментогенных подземных промышленных йодных вод, которые имеют повсеместное распространение на площади листа. Общие закономерности распространения йодных

Таблица 17

Прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод

Гидрогеологический район (индекс и название бассейна подземного стока)		Модуль прогнозных ресурсов (площад- ной), дм ³ /с × км ²	Средний модуль прогнозных ресурсов (пло- щадной), дм ³ /с × км ²	Площадь г/г района в границах модуля прогнозных ресурсов, км ²	Прогнозные ресурсы г/г района, ка- тегория Р, тыс. м ³ /сут
рЖ-ХІ(2)-1	Николо- Зенковский БРПС*	2,0–5,0	3,5	22 782,1	6889,3
сЖ-ХІ(2)-10	Аганский БСПС**	2,0–5,0	3,5	339,5	102,7
сЖ-ХІ(2)-11	Пимский БСПС	2,0–5,0	3,5	7442,1	2250,5
сЖ-ХІ(2)-12	Ляминский БСПС	2,0–5,0	3,5	15 332,7	4636,6
сЖ-ХІ(2)-13	Назымский БСПС	2,0–5,0	3,5	11 491,5	3474,8
рЖ-ХІ(2)-14(2)- -2-2	Андреевский БРПС	2,0–5,0	3,5	10 106,8	3056,3
сЖ-ХІ(2)-14(2)- -2-5	Кондинский БСПС	2,0–5,0	3,5	12 055,0	3645,5
рЖ-ХІ(3)-1	Айторский БРПС	2,0–5,0	3,5	26 338,6	7964,8
рЖ-ХІ(3)-2	Шурьшкар- ский БРПС	2,0–5,0	3,5	208,3	62,9
		1,0–2,0	1,5	346,3	44,9
Итого:				554,6	107,8
сЖ-ХІ(3)-3	Казымский БСПС	2,0–5,0	3,5	24 213,8	7322,2
		1,0–2,0	1,5	4612,7	597,8
		0,5–1,0	0,75	1059,2	68,6
Итого:				29 885,7	7988,7
рЖ-ХІІ	Надымский БРПС	0,5–1,0	0,75	3821,1	247,6
Всего					40 364,6

*БРПС — бассейн регионального подземного стока.

**БСПС — бассейн субрегионального подземного стока.

Сводный перечень прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Полезные ископаемые			Количество прогнозируемых объектов	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы по категориям				Минератенический потенциал (МП)	Тип ресурсов
Группа	Подгруппа	Вид			P	$P_1 / D_{1л}UB$	P ₂	P ₃		
Горючие	Нефть и газ	Углеводородное сырье	Приуральская НГО		78,09				Авт., данная работа	
			Красноленинская НГО		422,93					
			Фроловская НГО		593,35					
			Среднеобская НГО		12,06					
			Итого:		1106,43					
	Твердые горючие ископаемые	Торф	1 зона		7734,172	1988,588	19,426		Авт., [208, 236]	
			2 зона		1784,211	590,299	34,368			
			3 зона		859,193	914,062	154,219			
			Итого:		10 377,575	3492,949	208,013			
	металлы	россыпи	Кондинско-Обская МЗ				21,87		Авт., данная	
Хуготский рудный район						5,1				
Малоатлымский рудный узел <i>потенциальный</i>						4,85				
Нижнекондинский рудный район <i>потенциальный</i>						6,01				
Пельтыпский рудный узел <i>потенциальный</i>						1,77				

Полезные ископаемые			Количество прогнозируемых объектов	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы по категориям				Минералогический потенциал (МП)	Тип ресурсов
Группа	Подгруппа	Вид			P	P ₁ / D _{пл} УВ	P ₂	P ₃		
Неметаллические										
Подземные воды Промышленные йодные и термальные воды	Йод	Песок строительный	Глины кирпичные	млн м ³		6714,48			Авт., [263]	
			Перспективные площади в пределах развития плиоцен-четвертичного комплекса отложений		277,732					
Подземные воды Промышленные йодные и термальные воды	Йод	Песок строительный	Западно-Сибирская минерагеническая провинция	т/год					Авт., данная работа	
			Правдинская площадь		250					

вод и условия их формирования позволили выделить в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна три минерагенические зоны промышленных йодных и термальных вод, где йодные воды могут рассматриваться как промышленное сырье: Кондинско-Березовскую [73], Тюменскую и Приобско-Надымскую.

Кондинско-Березовская минерагеническая зона (5 J/J–К). В ней выделены три района промышленных йодных и термальных вод: Казымско-Обский, Игримский, Мулымьинский.

Казымско-Обский район йодных вод (5.1 J/J–К) занимает северную часть зоны, в нем установлены три проявления йодных вод (Амнинское, Кислорское, Северо-Казымское), содержание йода составляет 12,5–17,8 мг/дм³. Подземные воды приурочены к берриасско-аптскому и ааленско-батскому водоносным горизонтам.

Игримский район йодных вод (5.2 J/J–К) занимает центральную часть зоны, выделен по аналогии с сопредельной территорией (лист Р-41) [73].

Мулымьинский район йодных вод (5.3 J/J–К) расположен в южной части зоны, в нем выделены два проявления (Ем-Еговское, Ингинское), содержание йода — 18,6 мг/дм³, воды приурочены к аптско-сеноманскому водоносному горизонту.

Приобско-Надымская потенциальная минерагеническая зона (6 J/J–К) занимает центральную и северную части территории листа Р-42, выделена по двум проявлениям (Апрельское, Малоатлымское). Йодные воды связаны с берриасско-аптским и ааленско-батским водоносными горизонтами. Содержание йода — от 14,6 до 25,02 мг/дм³.

Тюменская потенциальная минерагеническая зона (7 J/J–К) выделена в южной части территории листа по четырем проявлениям (Верхнее-Салымское, Нижне-Шапшинское, Средне-Шапшинское и площадное Правдинское). Йодные воды развиты в берриасско-аптском водоносном горизонте. Водовмещающими породами являются песчаники и алевролиты, чередующиеся с аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Значительная фациальная изменчивость отложений обуславливает неравномерное распространение и мощности песчано-алевритовых пород как по площади, так и в разрезе. Содержание йода — от 17,5 до 25,2 мг/дм³. Прогнозные ресурсы йода оценены (категория Р) по Правдинскому площадному проявлению в количестве 250 т/год.

Минеральные термальные воды

Термальные воды на территории листа имеют повсеместное распространение, приурочены к породам мезозойского гидрогеологического этажа. Изучению термальных подземных вод посвящен ряд работ С. С. Бондаренко, А. А. Розина, Б. Ф. Маврицкого, В. А. Нуднера, Г. П. Богомякова и др. Возможность использования термальных вод в народном хозяйстве определяется целым рядом факторов, основными из которых являются температура подземных вод, гидродинамические особенности, глубина залегания водоносных горизонтов. Общие закономерности

5	Малоатлымский рудный узел потенциальный	тыс. т	0		4,85		P ₃ /4,85	ГДП-200, ПО (1)
6	Пельтыпский рудный узел потенциальный	тыс. т	0		1,77		P ₃ /1,77	ГДП-200, ПП (2)
7	Увалосибирский рудный район потенциальный		0		17,35		P ₃ /17,35	
Итого:		тыс.т			23,97		P ₃ /23,97	
Редкие металлы								
Цирконий (ZrO ₂), россыпи								
8	Малоатлымский рудный узел потенциальный	тыс. т	0		0,75		P ₃ /0,75	ГДП-200, ПО (1)
9	Пельтыпский рудный узел потенциальный	тыс.т	0		0,48		P ₃ /0,48	ГДП-200, ПП (2)
10	Увалосибирский рудный район потенциальный		0		4,92		P ₃ /4,92	
Итого:		тыс. т			6,15		P ₃ /6,15	
Подземные воды								
11	Минеральные промышленные йодные	т/год	0			250	P/250	P
12	Питьевые пресные	тыс. м ³ /сут	0			40 364,6	P/40 364,6	P

Примечание. ГДП-200 — геологическое доизучение площади; ПП — прогнозно-поисковые работы; ПО — поисково-оценочные работы; P — разведочные работы.

распространения термальных вод позволили построить карты изотерм по трем водоносным горизонтам (аптско-сеноманскому, берриаско-аптскому, ааленско-батскому), где подземные воды имеют температуру от 40 до 110 °С.

Аптско-сеноманский водоносный горизонт — глубина залегания кровли изменяется от 600 до 1300 м, максимальная температура в пласте 60 °С, на изливе — до 40 °С.

Берриаско-аптский водоносный горизонт — глубина залегания кровли 2090,0–2335,0 м, пластовая температура от 60 до 100 °С.

Ааленско-батский водоносный горизонт — абсолютные отметки кровли от –1700 до –3350 м, температура до 111 °С.

Перспективы использования термальных вод маловероятны. Район их распространения известен как нефтяной, поэтому в настоящее время экономически более выгодно использовать в качестве источника энергии нефть, а не термальные воды.

Минеральные термальные подземные воды могут быть использованы в лечебных целях при условии содержания в них специфических компонентов (йод и бром). Ресурсы термальных подземных вод не оценивались.

Минеральные лечебные воды со специфическими компонентами

Минеральные воды распространены по всей территории листа, приурочены к аптско-сеноманскому и берриаско-аптскому водоносным горизонтам. Они содержат биологически активные компоненты, обладают повышенной газонасыщенностью и относятся к лечебным со специфическими компонентами (йод и бром) водам. Скважины, вскрывшие минеральные воды, могут давать значительные дебиты. По химическому составу воды хлоридно-натриевые с величиной минерализации до 18,0 г/дм³, газовый состав азотно-метановый. Йод содержится в количестве 12,5–25,2 мг/дм³, бром — до 50,0 мг/дм³. Воды термальные с температурой на устье скважин более 40 °С, что позволяет использовать их в бальнеологии без дополнительного подогрева. В связи с практически полной обеспеченностью минеральными лечебными водами, развитыми повсеместно, прогнозные ресурсы не определялись.

Пресные (питьевые) воды

Территория листа обладает значительными ресурсами пресных подземных вод, коллектором которых является мезозойско-кайнозойский гидрогеологический этаж. Прогноз эксплуатационных ресурсов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения выполнялся согласно «Принципам гидрогеологической стратификации бассейнов подземного стока» (ВСЕГИНГЕО, 1988 г.). В объяснительной записке для оценки прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод (ПЭРПВ) выполнено гидрогеологическое обоснование, в основу которого положено районирование по условиям формирования подземных вод. Оно дает представление о гидрогеологических условиях территории и позволяет сделать вывод о

практическом значении для целей водоснабжения водоносных подразделений, находящихся в зоне свободного водообмена.

Согласно гидрогеологическому районированию [312] по бассейнам подземного стока зоны свободного водообмена на территории листа выделены следующие бассейны: рЖ-ХІ(2)-1 — Николо-Зенковский; сЖ-ХІ(2)-10 — Аганский; сЖ-ХІ(2)-11 — Пимский; сЖ-ХІ(2)-12 — Ляминский; сЖ-ХІ(2)-13 — Назымский; рЖ-ХІ(2)-14(2)-2-2 — Андреевский; сЖ-ХІ(2)-14(2)-2-5 — Кондинский; рЖ-ХІ(3)-1 — Айторский; рЖ-ХІ(3)-2 — Шурышкарский; сЖ-ХІ(3)-3 — Казымский; рЖ-ХІІ — Надымский. Оценка ПЭРПВ проводилась для зоны свободного водообмена (верхнемелового—миоценового и плиоценового—четвертичного водоносных комплексов) в бассейнах подземного стока (табл. 17) по формуле $Q = M_{cp} \times F$, где M_{cp} — средний модуль прогнозных эксплуатационных ресурсов (площадной), $dm^3/c \times km^2$; F — площадь гидрогеологического района в границах модуля прогнозных эксплуатационных ресурсов, km^2 .

Прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод по бассейнам стока оценены по категории Р в количестве 40 364,6 тыс. $m^3/сут$ на неограниченный срок водопотребления (таблицы 17, 19). Эксплуатация подземных вод по гидрогеологическим условиям возможна на всей территории листа.

Итоги оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых территории листа Р-42 по видам сырья отражены в таблицах 18, 19. Практически все оценки являются авторскими (горючие ископаемые, черные и редкие металлы, подземные воды). Прогнозные ресурсы по торфу и строительным материалам заимствованы из работ Л. А. Бабушкина [236], А. П. Каменского [263].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В гидрогеологическом отношении исследуемая площадь расположена в центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна.

Гидрогеологические подразделения приурочены к толще палеозойско-кайнозойских отложений, слагающих платформенный чехол и характеризующихся различным литологическим составом пород и их генетическими типами.

В разрезе выделяются два гидрогеологических этажа: мезозойско-кайнозойский 9 (MZ–KZ) и мезозойский 9 MZ, разделенных толщей глинистых пород туронско-приабонского возраста, являющейся региональным водоупором для Западно-Сибирского артезианского бассейна.

Для описываемой площади характерной особенностью является распространение многолетнемерзлых пород.

Гидрогеологическая стратификация разреза проведена согласно «Методическим рекомендациям по составлению карт гидрогеологического районирования масштаба 1 : 2 500 000, схем гидрогеологической стратификации и классификаторов объектов гидрогеологического районирования и стратификации» (2002 г.).

Мезозойско-кайнозойский гидрогеологический этаж 9 (MZ–KZ)

Включает сложно переслаивающиеся отложения олигоцен-четвертичного возраста. Водоносные подразделения, приуроченные к нему, характеризуются свободным водообменом. Питание осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и фильтрации из вышележащих водоносных подразделений. Разгрузка происходит в естественные дрены — озера, реки, ручьи. В его основании залегает туронско-приабонский водоупорный горизонт. Ниже приводится краткая характеристика гидрогеологических подразделений этажа в соответствии с их изученностью.

Плиоцен-четвертичный водоносный комплекс 8 (N₂–Q)

Четвертичный аллювиальный водоносный горизонт 2 (aQ) приурочен к аллювиальным отложениям пойм, первых и вторых надпойменных террас рек Обь, Иртыш, Назым, Казым и др. Горизонт залегает первым от поверхности. Водовмещающие отложения представлены преимущественно мелко-среднезернистыми песками, реже крупнозернистыми с гравием и

галькой, в кровле горизонта отмечаются линзы и прослои суглинков и супесей. Общая мощность — от нескольких до 35 м (в долине Оби).

Глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется от 0,1 до 2,5 м. Воды горизонта безнапорные. Фильтрационные свойства водовмещающих отложений характеризуются коэффициентом фильтрации 0,7–20,0 м/сут. Горизонт в целом водообилён, степень его водообильности неравномерна и зависит от литологического состава водовмещающих отложений. Дебиты скважин изменяются от десятых долей до 2,0 дм³/с при понижениях уровня на 0,7–12,5 м. Удельные дебиты — от 0,025 до 1,0 дм³/с, редко больше.

Воды ультрапресные и пресные с величиной минерализации 0,05–0,25 г/дм³, по химическому составу преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые или натриевые мягкие, реже умеренно жесткие. Реакция вод от слабокислой до слабощелочной (рН — 6,3–7,6). Воды обладают общекислотной агрессивностью. Питьевое качество воды снижается превышением допустимой нормы по цветности, окисляемости, содержанию железа и нередко аммония, слабой защищенностью водоносного горизонта.

Питание водоносного горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также за счет подтока из лежащих гипсометрически выше водоносных горизонтов. Разгрузка осуществляется в долины и русла рек. Режим водоносного горизонта относится к пойменной разновидности: формирование его полностью контролируется гидрологическим режимом рек.

Подземные воды используются для водоснабжения населенных пунктов, расположенных вблизи рек. В связи с тем, что поверхностные воды района подвержены загрязнению, необходим строгий контроль за качеством подземных вод.

Плиоцен-четвертичный полигенетический горизонт 2(nN₂—Q) распространен практически повсеместно и залегает первым от поверхности. Горизонт мощностью до 180 м (в среднем до 50 м) приурочен к озерным, озерно-аллювиальным, аллювиально-морским, озерно-морским, покровным (эоловым, болотным) отложениям. Водовмещающие породы представлены суглинками, супесями, песками, глинами, торфом.

В северо-восточной части территории водоносный горизонт проморожен «отдельными островами» (от 3 до 20 % площади) сверху до 10–15 м, где подземные воды существуют в твердой фазе. Острова многолетнемерзлых пород (ММП) приурочены к слабо дренированным участкам, с поверхности сложенным суглинистыми или торфянистыми грунтами. Маломощные линзы и перелетки мерзлоты встречаются под сфагновыми кочками в краевых частях болот. На участках, сложенных хорошо фильтрующими отложениями, а также в долинах рек и среди обширных массивов верховых болот ММП отсутствуют [50, 306].

Воды горизонта безнапорные или имеют местный напор. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется от 0,0 до 12,0 м, иногда и более.

Водообильность горизонта изменчива. Дебиты скважин составляют 0,01–2,9 дм³/с при понижениях уровня на 1,0–36,0 м. Удельные

дебиты скважин составляют 0,02–1,5 дм³/с. Воды горизонта пресные и ультрапресные, величина минерализации составляет 0,01–0,5 г/дм³. По химическому составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Реакция вод от слабокислой до нейтральной (рН 6,0–7,3). Величина общей жесткости колеблется от 0,19 до 3,3 ммоль/дм³. Почти повсеместно воды горизонта содержат ион NH₄⁺.

Режим подземных вод горизонта относится к междуречному, а вблизи рек — к террасовому и приречному.

Область питания водоносного горизонта совпадает с областью распространения. Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка — в долины рек и лежащие гипсометрически ниже водоносные горизонты. Иногда видимая разгрузка происходит в береговых обрывах (р. Назым). Водоносный горизонт эксплуатируется посредством колодцев и скважин для хозяйственно-бытовых нужд мелких населенных пунктов.

Верхнемеловой—миоценовый водоносный комплекс 8 (K₂–N₁)

Миоценовый водоносный горизонт 2 (N₁) распространен на правобережье Оби в северо-восточной части территории, приурочен к отложениям пелымской толщи и абросимовской свиты. Глубина залегания кровли 66–100 м. Водовмещающими породами служат пески, местами с гравием и галькой. Мощность горизонта — до 40 м. Водообильность отложений относительно невысокая, удельные дебиты скважин составляют в среднем 0,02–1,5 дм³/с. Воды безнапорные или имеют местный напор. Воды пресные с минерализацией до 0,6 г/дм³. По химическому составу сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевого и гидрокарбонатные кальциевые, умеренно жесткие — 4,8 ммоль/дм³. Реакция воды от слабокислой до щелочной (рН 5,9–8,6). Отмечаются увеличенные концентрации железа, нитратов, а также повышенные показатели мутности и цветности.

Питание горизонта происходит за счет инфильтрации талых и дождевых вод, разгрузка осуществляется путем фильтрации в залегающие ниже отложения. Воды горизонта используются для временного технического водоснабжения буровых скважин на нефть.

Хаттский относительно водоупорный горизонт 3 (P_{3h}) распространен в центральной и восточной частях территории и приурочен к туртасской свите. Абсолютные отметки кровли находятся в диапазоне от –30 до +60 м. Наиболее высокие абсолютные отметки приурочены к водоразделным поверхностям, минимальные — к зонам развития древних погребенных долин плиоцен-плейстоценового времени. Горизонт представлен толщиной алевритов, алевритовых глин с прослоями и линзами песков мощностью до 99 м. Водовмещающими отложениями являются мелкозернистые пески.

Воды горизонта слабонапорные. Водообильность отложений невысокая, удельные дебиты скважин на сопредельных площадях не превышают 0,01–0,1 дм³/с. По величине минерализации (0,17–0,47 г/дм³) воды

пресные, по химическому составу гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Практического значения горизонт не имеет.

Рюбельский водоносный горизонт 2 (P_{3r}) распространен практически повсеместно, за исключением северо-западной части листа (долина р. Казым) и левобережья Оби у западной рамки листа. Приурочен к сложнопостроенной фашиально неоднородной толще новомихайловской и атлымской свит общей мощностью до 250 м. Подстиляется горизонт повсеместно водоупорными глинами тавдинской свиты. Его кровля прослежена на абс. отм. минус 20–80 м. В зоне приповерхностных дислокаций в правобережных обрывах Оби водоносный горизонт выходит на поверхность (видимая мощность 35–70 м), что создает благоприятные условия для его питания и разгрузки.

Водовмещающими являются пески, которые разделяются относительно водоупорными прослоями и линзами глин и глинистых алевролитов различной мощности. К подошве горизонта содержание песчаных разностей увеличивается. Пески преимущественно мелкозернистые. Коэффициент фильтрации изменяется от 1,67 до 3,9 м/сут. Фашиальная неоднородность водовмещающей толщи осложнена присутствием реликтовых многолетнемерзлых пород мощностью до 200 м [260].

Подземные воды горизонта напорные. Величина напора над кровлей достигает 66,0 м. Водообильность его крайне неоднородна по площади и в разрезе. Удельные дебиты составляют 0,06–0,5 дм³/с. Воды пресные с минерализацией от 0,01 до 0,8 г/дм³. Химический состав подземных вод гидрокарбонатный магниевый, кальциевый. Реакция воды от слабокислой (рН 6,0) до слабощелочной (рН 8,5). По величине общей жесткости воды от мягких до очень жестких. Для вод горизонта характерны повышенные содержания железа, марганца, аммиака и показатели цветности, мутности.

Водоносный горизонт является основным источником хозяйственно-питьевого индивидуального и централизованного водоснабжения, так как обладает значительной мощностью, достаточно высокой водообильностью, локально защищен от загрязнения хаттским относительно водоупорным горизонтом и толщей реликтовых ММП.

Туронско-приабонский водоупорный горизонт 4 (K_{2t}–P_{2p}) объединяет отложения тавдинской, талицкой, люлинворской (ее аналогов серовской, ирбитской), ганькинской, березовской и кузнецовской свит, представленных опоковидными, гидрослюдисто-каолиновыми, известковистыми глинами, опоками, диатомитами с редкими прослоями гравелитов, сидеритов, мергелей. Кровля горизонта находится на отметках от 0 до –280 м, в западной части территории она сильно дислоцирована, на междуречье Охлыма и Назыма круто воздымается от –200 в районе пос. Урманное до –25 м. Резкие деформации также установлены в районе пос. Мал. Атлым, где раздробленные тавдинские глины в ядрах диапиров выведены на дневную поверхность до абс. отм. +40 м. Мощность водоупорного горизонта может достигать 995 м. В гидродинамическом отношении горизонт является региональным водоупором, который изолирует залегающие ниже водоносные горизонты от влияния поверхностных факторов.

Мезозойский гидрогеологический этаж 9 (MZ)

Подземные воды находятся в условиях затрудненного и весьма затрудненного водообмена, характеризуются значительным напором, высокими значениями минерализации, газонасыщенности и температуры. В строении гидрогеологического этажа выделены два водоносных комплекса: среднеюрско-верхнемеловой и ниже-среднеюрский. В основании этажа устанавливается палеозойско-мезозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости.

Среднеюрско-верхнемеловой водоносный комплекс 8 (J₂–K₂)

Аптско-сеноманский водоносный горизонт 2 (K_{1a}–K_{2s}) распространен повсеместно, объединяет отложения уватской, ханты-мансийской, викуловской свит. Водовмещающие породы представлены алевритами, песками, песчаниками, алевролитами с прослоями глин, известняков. Глубина залегания кровли прослеживается на абс. отм. от –600 до –1300 м. Его мощность до 1020 м, подстилается он породами аптского водоупорного горизонта. Воды комплекса напорные. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности колеблются в интервале 55,0–85,0 м, понижаясь с юга на север. Водообильность зависит от литологического состава водовмещающих пород. Дебиты скважин составляют от 0,01 до 0,6 дм³/с.

По химическому составу воды относятся к типу хлоридных натриевых с минерализацией до 12,1 г/дм³, реже до 17,5 г/дм³. Из микрокомпонентов в водах установлены йод (до 18,6 мг/дм³) и бром (до 42,0 мг/дм³). Состав растворенных газов в основном метановый. Температура пластовых вод достигает 60 °С.

Подземные воды аптско-сеноманского горизонта используются в качестве низкопотенциальных термальных вод для поддержания пластового давления на нефтяных месторождениях. Они могут рассматриваться в качестве минеральных лечебных йодо-бромных подземных вод, а также промышленных йодных (при содержании J > 18 мг/дм³).

Аптский водоупорный горизонт 4 (K_{1a}) имеет повсеместное распространение, объединяет отложения кошайской и алымской свит. Водоупорные отложения представлены глинами аргиллитоподобными с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. Мощность горизонта — до 250 м.

Берриасско-аптский водоносный горизонт 2 (K_{1b-a}) распространен в восточной части территории, приурочен к отложениям черкашинской, ахской свит и их аналогов — сангопайской, усть-балыкской, сортымской. Глубина залегания водоносного горизонта — от 2090 до 2335 м, мощность — до 780 м. Водовмещающие отложения представлены песчаниками, песками, алевролитами, глинами. Воды горизонта напорные, самоизливающиеся. Удельные дебиты по скважинам, вскрывающим водообильные пласты, — до 0,5 дм³/с.

Воды хлоридные натриевые с минерализацией 10,0–16,0 г/дм³. Содержание йода изменяется в пределах 9,0–25,2 мг/дм³, брома — 10,0–57,0 мг/дм³. Воды горизонта могут рассматриваться в качестве минеральных лечебных йодо-бромных, а с концентрацией йода более 18 мг/дм³ — как промышленные йодные. На глубинах свыше 2 км вскрыты воды с максимальными температурами до 100 °С.

Берриасско-аптский относительно водоупорный горизонт 3 (K_{1b}-a) приурочен к аргиллитоподобным, в различной степени алевритистым глинам с редкими алеврито-песчаными пропластками и очень сложным незакономерным, часто линзовидным чередованием песчаников и алевролитов леушинской, фроловской (их аналогов улансынской, алясовской и верхней части мулымьинской) свит. Мощность горизонта — до 900 м.

Пьезометрическая поверхность горизонта отличается неупорядоченностью уровней, которые устанавливаются на абс. отм. от 30 до 100 м. Коллекторские свойства водовмещающих отложений низкие: дебиты скважин изменяются от 0,001 до 1,0 дм³/с при понижениях уровня до 700–1000 м. Воды горизонта на рассматриваемой территории хлоридные натриевые с величиной минерализации до 16 г/дм³. В составе растворенных газов доминирует метан. Соотношение газ/вода — 1,5/1,0. Пластовая температура воды — 79–106 °С.

Келловейско-берриасский водоупорный горизонт 4 (J_{2k}-K_{1b}) представлен битуминозными массивными или тонкоплитчатыми глинами баженовской (тутлеймской) и тонкоотмученными глинами абалакской свит. Абсолютные отметки кровли горизонта — минус 1650–3300 м. Его мощность — до 154 м.

Нижне-среднеюрский водоносный комплекс 8 (J)

Ааленско-батский водоносный горизонт 2 (J_{2a}-bt) приурочен к песчанникам с прослоями глин, алевритов и к глинам с прослоями гравелитов тюменской свиты. Абсолютные отметки кровли водоносного горизонта — минус 1700–3350 м. Общий региональный наклон отмечается в восточном и северо-восточном направлениях. Мощность горизонта достигает 700 м.

Воды — напорные. Водообильность горизонта характеризуется дебитами скважин от 0,03 до 1,1 дм³/с при понижении до 1360 м. По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 9,61–20,2 г/дм³. Содержание йода — до 25,6 мг/дм³, брома — до 50 мг/дм³.

Воды горизонта термальные, от очень горячих с температурой 80 °С до слабоперегретых — 111 °С. Растворенный газ преимущественно метанового состава (до 94,7 %). Водоносный горизонт ввиду малой степени изученности и значительной глубины залегания в настоящее время не имеет практического применения, возможны перспективы использования вод как минеральных лечебных йодо-бромных и промышленных йодных при содержаниях йода более 18 мг/дм³.

Плинсбахско-ааленский относительно водоупорный горизонт 3 (J_{1p}-J_{2a}) приурочен к горелой и шеркалинской свитам, представленным

аргиллитоподобными тонкоотмученными глинами с примесью алевритового и песчаного материала. Подземные воды толщи связаны с прослоями и линзами песчаников и алевролитов. Абсолютные отметки залегания кровли — от -2200 м, достигая в переуглубленных местах -3100 м. Мощность горизонта — от нескольких до 300 м. Практического значения не имеет.

Палеозойско-мезозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости 10 (PZ–MZ)

Подземные воды приурочены к зоне экзогенной трещиноватости пород палеозойско-мезозойского (триасового) возраста и коре выветривания по ним. Абсолютные отметки кровли водоносной зоны — от -1700 до -4500 м. Породы представлены аргиллитами, песчаниками, конгломератами, сланцами, известняками, базальтами, андезитами, риолитами и их туфами.

Гидрогеологические условия изучены слабо. Воды — напорные, сведений об установившемся уровне нет, водопритоки незначительные: дебиты скважин не превышают $0,06$ $\text{дм}^3/\text{с}$. Химический состав вод — хлоридный натриевый. Величина минерализации достигает $19,7$ $\text{г}/\text{дм}^3$. Состав водорастворенных газов азотно-метановый. Практического значения не имеет.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория в целом обладает стабильной эколого-геологической обстановкой. Наиболее проблемной является долина р. Обь, где возможно распространение опасных для природной среды и человека веществ в случае природных или техногенных катастроф.

Территория располагается в пределах Западно-Сибирской равнины и характеризуется равнинным и холмисто-увалистым рельефом.

При составлении Эколого-геологической схемы масштаба 1:2 500 000 проведено районирование территории по эколого-геологическим условиям на основании выявления направленности геологических процессов перераспределения вещества (рис. 19). Выделено пять морфоструктурных областей: преобладания процессов денудации вещества, совмещения процессов денудации и транспортировки, преобладания процессов транспортировки, совмещения процессов транспортировки и аккумуляции и преобладания процессов аккумуляции. Выделение областей проведено исходя из оценки устойчивости природно-территориальных комплексов (ПТК) по геодинамическим и геохимическим показателям с учетом характера вовлекаемых в процессы геологических образований. Внемасштабными знаками показаны участки локализации основных экзогенных процессов, приуроченных к данной территории. К геодинамическим показателям отнесена опасность развития первичных и вторичных экзогенных процессов и их кумулятивного взаимодействия, к геохимическим — потенциал территории к перераспределению химических агентов и снижению их удельной концентрации по отношению к площади.

К областям с преобладанием процессов денудации вещества относятся территории, находящиеся под влиянием процессов выноса вещества (вымывание, снос материала под действием гравитационных сил), приуроченные к валлообразным постройкам, сложенным диамиктонами и относимым предшественниками к последнему оледенению территории. Авторы связывают эти формы с проявлением диапиризма. Мощность рыхлых отложений значительна (десятки метров, подошва их часто не вскрыта). Они представлены в основном склоновыми разностями (дельвий, солифлюксий) по диамиктонам рельефообразующего оледенения территории. Растительный покров таежный и северотаежный. К этим областям приурочены процессы оврагообразования, локализованные в основном в периферийных частях областей, а также солифлюкция. Области расчленены редкой сетью узких глубокооврезанных долин ручьев и временных водотоков с V-образным сечением.

Питание рек преимущественно за счет атмосферных осадков, доля питания грунтовыми водами значительно меньше, наибольшую роль она играет в зимнюю межень.

В областях с преобладанием процессов денудации главную роль играют процессы выноса вещества — как в геохимическом (вымывание и активная миграция химических элементов), так и в экзодинамическом (снос материала поверхностным водным стоком и под влиянием гравитационных процессов) отношении. Области характеризуются ярко выраженной автогидроморфностью, как правило возвышенным гипсометрическим положением, типично зональным биогеоценозом. Преобладание плотных диамиктонов в составе пород, слагающих эти области, препятствует проникновению атмосферных и талых вод в толщу пород и повышает возможность выноса поступающих из атмосферы вредных веществ.

К областям развития процессов денудации и транспортировки вещества относятся территории, на которых эти процессы играют примерно равную роль. Данные области занимают промежуточное положение между денудационными и аккумулятивно-транспортными областями и преобладают в центральной и северо-восточной частях территории. В целом области денудации и транспортировки автогидроморфны и характеризуются зональным биогеоценозом, но транспортировка вещества из денудационных областей оказывает воздействие прежде всего на геохимический и в незначительной степени на экзогеодинамический облик ПТК. Для этих областей характерны процессы оврагообразования, в зоне развития многолетней мерзлоты развито криогенное пучение грунтов. Дефляция развита на участках, сложенных песчаными разностями пород.

Области преобладания процессов транспортировки вещества приурочены преимущественно к речной сети. По речным долинам осуществляется перенос основной массы материала от областей денудации к областям аккумуляции вещества. Среди экзогенных процессов развиты эрозионные и склоновые. Характерны процессы криогенного пучения грунтов на заболоченных речных надпойменных террасах. Геохимическая обстановка характеризуется водной миграцией взвешенных и растворенных веществ и преобладанием гидрофобных соединений. Среди биогеоценозов доминируют интразональные.

Крупнейшей областью транспортировки территории является долина р. Обь. Являясь трансконтинентальной долиной, она может оказать значительное влияние на экологическую обстановку территории.

Для областей развития процессов транспортировки и аккумуляции вещества характерна невысокая активность экзодинамических процессов. Эти области приурочены к достаточно пологим склонам сложенных диамиктонами гряд и к приводораздельным частям речных долин. Геохимическая обстановка находится под значительным влиянием транспортируемого и накапливаемого вещества. Незначительное влияние оказывают денудационные процессы. Преобладают зональные биогеоценозы. Неблагоприятные геологические процессы проявляются редко, представлены пучением грунтов, морозобойным растрескиванием, оврагообразованием, солифлюкцией.

Области преобладания процессов аккумуляции вещества представляют собой плоско-волнистые низкие равнины и бессточные или с незначительным стоком площади, гидроморфные, слабопересеченные, преобладают экзогенные процессы негравитационного характера — сезонное пучение, криогенное растрескивание. Расположены они на севере и востоке территории. Для геохимической обстановки характерна насыщенность основаниями, активно мигрирующими в кислой и слабокислой среде. Преобладают экстразональные и интразональные биогеоценозы, зональные составляют незначительную часть.

Для областей развития процессов аккумуляции вещества характерно прогрессивное заболачивание межрядовых котловин и низких водоразделов. Особенно ярко это выражено на северо-востоке и юго-западе территории. Разрастание болотных массивов (по преимуществу верховых) регулирует сток рек и влияет на общий гидрологический режим территории. Объем стока в половодья уменьшается, а в межень увеличивается, повышается увлажненность почвенного горизонта, сокращаются и смягчаются засушливые периоды. Значительно влияние болотных массивов и на геохимическую обстановку. Реакция болотных вод кислая (рН — 4,5–3,5), в свою очередь болота «подкисляют» почвенные растворы, что создает положительную миграционную среду для соединений Cu, Zn, Fe, Pb, Cd, Cr, Al, Hg, снижается миграция Si, Mo, Ce, Se, Be, Zr.

Торфяная толща играет также роль сорбента многих сложных соединений, таких как углеводороды. Для данного региона с большим количеством нефтепромыслов эта особенность торфов является важной. В случае разлива нефти на верховых болотах ни нефть, ни продукты ее распада практически не попадают в поверхностную гидросеть и грунтовые воды. Отрицательной стороной этого свойства торфяных болот является очень медленное естественное разложение (окисление) углеводородов, чему способствует анаэробная среда и кислая реакция болотных вод.

На территории основная часть материала переносится текущими водами, эоловый и склоновый перенос имеют подчиненное значение. Избыточное увлажнение и выровненный характер территории обуславливают плотную речную сеть, а рыхлые, легко размываемые покровные отложения — достаточно активную речную эрозию. На территории в долинах рек преобладает боковая эрозия, наибольшему размыву подвергаются берега пойм и низких надпойменных террас на крутых излучинах русла. Наибольшая скорость отступления достигает в долине Оби 60 м/год (данные по соседней территории). Пик переработки берегов в пределах низких геоморфологических уровней приходится на вторую половину лета и начало осени. Характерной особенностью облика пойм является высокий коэффициент извилистости русла. Он редко имеет значение менее 100 %. Причиной служит малый уклон территории и легко размываемые отложения, слагающие речные долины.

Активность оврагообразующих процессов, несмотря на избыточное увлажнение и распространение на территории рыхлых покровных отложений, сравнительно невысокая. Чаще всего развитие связано с выносом песчаных фрагментов глициомеланжа валлообразных форм. Выровненность

рельефа, а также наличие плотного структурированного по ярусам таежно-лесного растительного покрова снижают активность оврагообразования на территории. Однако, несмотря на сдерживающие эрозию факторы, в случае антропогенного воздействия (сведение лесов и напочвенного растительного покрова, нарушение стабильности литогенной основы) оврагообразование может активизироваться и будет развиваться.

Солифлюкция развита на склонах валообразных форм, сложенных преимущественно диамиктонами. Факторами, обуславливающими активное развитие процесса, являются наличие рыхлых обводненных отложений, сложенных достаточно мелкозернистыми (алевритистыми) разностями пород, большая глубина сезонного промерзания грунтов (до 2–4 м), а также наличие в северной и центральной частях территории ММП прерывистого и островного типа. Высока вероятность искусственной активизации солифлюкции при антропогенных воздействиях, связанных с уничтожением растительного покрова, механическим и температурным воздействием на грунты (увеличение сезонномерзлого слоя и ускоренное оттаивание верхней его части).

Криогенное пучение широко развито на территории исследования, так как влажность пород превышает в большинстве случаев порог пучения. Оно приурочено, как правило, к областям аккумуляции материала: краевым частям озерных котловин и торфяных болот, долинообразным понижениям, логам, речным террасам. Способствует этому и распространение ММП. Наиболее подвержены пучению торфяные отложения, торфяно-минеральные, глинистые и суглинистые грунты. Антропогенная активизация возможна при нарушении температурного режима ММП и изменении условий дренирования территории.

Термокарст широко развит в северной и центральной частях территории в зоне развития островной многолетней мерзлоты. Активность его с севера на юг убывает и в целом невысока. В основном подвержены термокарсту породы повышенной льдистости: лессовидные суглинки, глинистые породы и торфяно-минеральные грунты, а также районы развития погребенного реликтового льда. Большая часть термокарстовых форм рельефа реликтового происхождения, проявляется в виде термокарстовых западин, реже котловин. Часто в них формируются округлые озера (хасырей).

Криогенное растрескивание встречается на севере территории. Опасность этого процесса в том, что по сети криогенных трещин при наличии уклона может активно развиваться оврагообразование [38].

Техногенные объекты, воздействующие на природную среду, объединены в нефтегазовый, селитебный и транспортный комплексы.

Нефтегазовый комплекс включает площади эксплуатируемых и разведываемых месторождений углеводородов. В штатном режиме воздействие на среду связано с подготовкой и использованием площадок для ведения буровых и нефтегазодобывающих работ, со строительством нефте- и газопроводов, подъездных путей, а также временных и долговременных поселков для персонала. С этим связаны вырубki леса, нарушение дерново-почвенного слоя, загрязнение мелких водотоков бытовыми, а

иногда и производственными отходами. В аварийных ситуациях возможны разливы нефти и выбросы газа в атмосферу.

Селитебный комплекс включает города и поселки, разделенные по количеству населения и опасности развитого в них производства. Кроме того, отмечены участки лесозаготовок и территории активного сельскохозяйственного использования. Воздействие комплекса обычно для заселенных регионов: загрязнение атмосферы и гидросферы, нарушение почвенного комплекса, засорение и вырубка лесов. На территории активного сельскохозяйственного использования возможны также химическое загрязнение (при неправильном внесении удобрений) и эрозия почв.

Транспортный комплекс включает нефте- и газопроводы, ЛЭП, автомобильные и железные дороги, тракторно-санные и вездеходные пути, а также речные порты и пристани.

Основными источниками техногенного воздействия на окружающую среду данной территории являются масштабные районы бурения скважин, транспортировки и первичной переработки углеводородного сырья. Наибольшее воздействие на окружающую среду могут оказать нефте- и газопроводы в случае нештатных ситуаций (аварий). Влияние транспортных путей связано с выбросом в атмосферу отработанных газов, реже — с разливом небольших объемов нефтепродуктов. Воздействие распространено вдоль дорог полосой шириной до первых сотен метров.

Геохимическая и геодинамическая устойчивость (рис. 20) оценивалась исходя из рельефа территории и состава рельефообразующих отложений. Наиболее устойчивыми во всех отношениях по сопоставлению с изданным соседним листом Р-41 [73] признаны речные долины и террасы, а также заболоченные низменности. Обширные плоские водоразделы занимают промежуточное положение. Наименее устойчивыми признаны валлообразные формы гляциомеланжа, что связано с их чешуйчатой внутренней структурой.

Оценка эколого-геологической обстановки (рис. 21) проведена на основании сопоставления с соседним изданным листом Р-41 [73]. Области с кризисной и напряженной обстановкой приурочены к зонам эксплуатируемых и разведываемых месторождений углеводородного сырья. Области с благоприятной и удовлетворительной обстановкой занимают обширные водоразделы главным образом на севере территории.

Загрязнение подземных вод территории связано с инфильтрацией загрязненных стоков из речной сети, полей фильтрации, свалок, с химреагентами на объектах добычи, подготовки, обезвоживания и обессоливания нефти, с утечкой нефти и газа из трубопроводов, канализационных стоков, разливами попутных минерализованных пластовых вод и др.

На территории надежно защищены от техногенного загрязнения лишь подземные воды ниже-среднеюрского (J_{1-2}) и среднеюрско-верхнемелового (J_2-K_2) водоносных комплексов. Они перекрыты мощной толщей (до 995 м) регионального туронско-приабонского водоупорного горизонта ($K_{2t}-P_{2p}$). Также достаточно надежно защищены воды нижней части рюпельского водоносного горизонта (P_3r), являющегося одним из основных

источников хозяйственно-питьевого водоснабжения, где он пространственно совпадает с контурами распространения реликтовых ММП. Воды его верхней части локально защищены породами хаттского относительно водоупорного горизонта. И практически не защищены от загрязнения подземные воды рюпельского горизонта там, где он выходит на поверхность (долина р. Обь).

Кроме того, незащищенными являются и подземные воды первых от поверхности водоносных горизонтов — четвертичного аллювиального (aQ) и плиоцен-четвертичного полигенетического (nN₂—Q).

Определение степени экологической защищенности территории проводилось с учетом мерзлотных условий. В северо-восточной части листа развита островная мерзлота. Породы здесь заморожены до глубин 10—15 м. Острова многолетнемерзлых пород (ММП) приурочены к слабодренированным участкам, с поверхности сложенным суглинистыми или торфянистыми грунтами. Маломощные линзы и перелетки мерзлоты встречаются под сфагновыми кочками в краевых частях болот. На участках, сложенных хорошо фильтрующими отложениями, а также в долинах рек и среди обширных массивов верховых болот ММП отсутствуют. На территории листа также распространены толщи глубокозалегающих (реликтовых) многолетнемерзлых пород мощностью до 200 м. Они исполняют роль криогенного водоупора, защищая глубокозалегающие водоносные горизонты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Р-42 – Ханты-Мансийск подготовлена как третье издание данного масштаба по рассматриваемой территории.

Второе издание по сдвоенному листу Р-42, 43 – Ханты-Мансийск (новая серия) принято к печати НРС в 1985 г. и опубликовано в 1989–1990 гг. [74]. В составе комплекта листа изданы карты дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ, месторождений торфа, схематическая Геологическая карта доюрских образований.

В результате выполненных работ представлен расширенный комплект карт листа Р-42 на точной топографической основе в цифровом и аналоговом видах с базами данных и объяснительной запиской с учетом опережающих работ по созданию дистанционной, геофизической и геохимической основ и новых методических рекомендаций. В работе учтены материалы предшествующих картографических геологических и геофизических, а также геологосъемочных, поисковых, разведочных и научно-тематических работ, полученные за последние 20 лет с момента выхода из печати листа Р-42, 43 – Ханты-Мансийск (новая серия). Использование материалов геологических съемок масштаба 1 : 200 000 [269, 309], в том числе и подготовленных к изданию по требованиям второго поколения в последние годы [55–59], позволило уточнить геологическое строение территории, охватываемой листом, и определить прогнозные ресурсы полезных ископаемых.

Геологическая карта доплиоценовых образований по сравнению с предыдущим изданием составлена с показом местных стратиграфических подразделений, увязанных с общей стратиграфической шкалой. На Геологической карте доплиоценовых образований и разрезах к ней уточнен возраст юрских, меловых и кайнозойских образований, их тектоническая позиция, проведена увязка с картами сопредельных территорий. Под плиоцен-четвертичным срезом на карте показаны образования морского и континентального палеогена и миоцена: талицкая, серовская, ирбитская, люлинворская, тавдинская, атлымская, новомихайловская, туртаская, абросимовская свиты, пельмская толща. При более детальном изучении разрезов по скважинам, пробуренным в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000, уточнены границы распространения абросимовской свиты и пельмской толщи миоцена. Для наиболее полного представления о строении разреза мезозойско-кайнозойских образований

построены карты по отражающим сейсмическим горизонтам А, Б, Г, М. Они показаны на разрезе к Геологической карте доплиоценовых образований и на других геологических картах комплекта в виде изогипс. Направления геологических разрезов выбраны с учетом наиболее полной характеристики строения территории. На карте показаны разрывные нарушения в приповерхностной части платформенного чехла, связанные с разрядкой тектонических напряжений вдоль линейных и диапировых зон, а также зоны мелкой приповерхностной складчатости.

Обновлены данные по полезным ископаемым территории, которые показаны на Карте полезных ископаемых и Карте плиоцен-четвертичных образований. Охарактеризованы как традиционные для региона полезные ископаемые (углеводородное сырье, торф, строительные материалы), так и новые виды минерального сырья (циркониево-титаноносные россыпи, кремнистое сырье, промышленные йодные и термальные воды), определены их прогнозные ресурсы.

Составлены специальные прогнозные карты: Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 (твердые полезные ископаемые и подземные воды), Карта прогноза на россыпи минералов титана и циркония масштаба 1 : 2 500 000 и Карта прогноза на нефть и газ масштаба 1 : 1 000 000.

Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых составлена для территории листа Р-42 впервые. В ее основу положена Геологическая карта доплиоценовых образований с указанием стратиграфических подразделений на интервал разреза прогнозирования от миоцена до нижней юры включительно. Карта отражает современное состояние и перспективы площади листа на обнаружение россыпей минералов титана и циркония, опалитового сырья и минеральных промышленных йодных и термальных подземных вод. Степень перспективности в настоящее время определяется только уровнем геологической изученности.

Карта прогноза на россыпи минералов титана и циркония масштаба 1:2 500 000 составлена раздельно для олигоценовых и плиоцен-четвертичных образований. На ней локализованы Малоатлымский и Пельтыпский потенциальные рудные узлы в олигоценовых образованиях, перспективные на обнаружение россыпных месторождений минералов титана и циркония, даны рекомендации по постановке прогнозно-поисковых работ, оформленные в виде паспортов учета перспективных объектов. Для плиоцен-четвертичных образований выделены потенциальные рудные районы с оценкой их прогнозных ресурсов, охватывающие практически всю территорию листа. Наиболее перспективным является Увало-Сибирский рудный район потенциальный.

В основу Карты прогноза на нефть и газ положено обновленное нефтегазогеологическое районирование территории с учетом удельных плотностей перспективных и прогнозных ресурсов углеводородов. Комплексный анализ и интерпретация геологической и геофизической информации позволили локализовать и провести оценку по категории $D_{1л}$ прогнозных ресурсов по нефтегазоносным комплексам и выделить перспективные площади на поиски углеводородов. В зарамочном оформлении помещены

карты закономерностей размещения и прогноза масштаба 1 : 2 500 000 по пяти нефтегазоносным комплексам — ниже-, средне- и верхнеюрскому, неокомскому и аптскому.

Карта плиоцен-четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000 является сводным картографическим обобщением изданных и подготовленных к изданию карт масштабов 1 : 200 000 и более мелких, составленных при тематических работах, а также Карты прогноза на нефть и газ масштаба 1 : 1 000 000. Она составлена на основании морской (бассейновой) гипотезы происхождения диамиктонов. При этом отражены и альтернативные представления. Стратиграфические подразделения и возраст пород согласованы с Легендой-1000/3 Западно-Сибирской серии [278] и УРСС четвертичных [212], палеогеновых и неогеновых отложений [215] Западной Сибири. Широким распространением на площади листа пользуются озерно-аллювиальные, аллювиальные, морские, озерные, покровные, делювиальные и другие образования. Карта дополнена показом отдельных элементов и групп форм рельефа, контролирующих распространение генетических типов осадков покровного комплекса, и сопровождается схемами районирования, геоморфологической, прогноза на торф и прогноза на строительные материалы с оценкой прогнозных ресурсов, схемой соотношения четвертичных образований и геологическим разрезом.

В составе комплекта карт листа впервые выполнена в масштабе 1 : 1 000 000 Геологическая карта юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу). В основу этой карты положен региональный сейсмический горизонт А, построенный по 863 скважинам и материалам сейсморазведки МОГТ. На карте отражены площади развития ниже-среднеюрских образований, залегающих непосредственно на фундаменте, а также разрывные нарушения, проникающие в чехол. Она сопровождается сейсмогеологическим разрезом масштаба 1 : 1 000 000 по региональному профилю МОВ-ОГТ VI.

Гидрогеологическая карта для территории листа составлена впервые. В качестве геологической основы карты используется Геологическая карта доплиоценовых образований. На карте уточнены пространственные границы распространения гидрогеологических подразделений, вынесены изогипсы нижней поверхности зоны пресных подземных вод и верхней поверхности зоны соленых подземных вод. Уточнены границы распространения многолетнемерзлых (реликтовых) пород. Термальные воды нижнего гидрогеологического этажа нашли отражение на карте в виде термоизогипс по трем водоносным горизонтам (аптско-сеноманский, готерив-барремский и ааленско-батский). Использование подземных вод (пресных, минеральных лечебных и промышленных) представлено в соответствии с требованиями к содержанию карты полезных ископаемых. Подсчитаны (категория Р) общий ресурсный потенциал пресных подземных вод и прогнозные ресурсы минеральных промышленных йодных вод.

Геологическая карта доюрских образований масштаба 1 : 2 500 000 составлена по материалам глубокого бурения с использованием геофизических данных и геологических схем доюрского основания (фундамента) комплектов Госгеолкарт-200, подготовленных к изданию, а также

схематической Геологической карты доюрских образований масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) под редакцией В. С. Суркова. На карте показаны стратиграфические метаморфизованные в разной степени образования докембрия и нижнего палеозоя ($O-S_1$), а также менее измененные образования среднего-верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (триас). Отражено распространение разновозрастных и разного состава интрузивных образований, систематизированы разрывные нарушения, выделены главные из них, сопровождаемые интрузиями и протрузиями ультрабазитов. Предложено расчленение для нового типа разреза триаса, представленного преобладающими вулканическими породами кислого субщелочного состава Рогожниковского сейсмостратиграфического комплекса, являющимися промышленно нефтеносными. Составлено дополнение к Легенде Западно-Сибирской серии ГК-1000/3 для Тундринского СФцР триаса. Карта сопровождается тектонической схемой доюрских образований масштаба 1 : 5 000 000.

Схемы масштаба 1 : 2 500 000 разного геологического содержания, дополняющие картографические материалы листа, представлены как в зарамочном оформлении карт, так и в соответствующих разделах объяснительной записки: Тектоническая схема чехла Западно-Сибирской плиты, Неотектоническая, Геоморфологическая, Эколого-геологическая схемы. Все они отражают новые данные, имеющиеся по территории, и увязаны с основными картами комплекта.

Составление Гостеолкарты-1000/3 по листу Р-42 – Ханты-Мансийск показало, что отдельные вопросы геологии этой территории требуют дальнейшего изучения. Решить эти вопросы во многом можно за счет работ, предлагаемых как первоочередные.

Региональные исследования: создание в пределах площади листа Р-42 и прилегающих районов системы региональных геофизических профилей, представляющих собой логическое продолжение уже существующей сети профилей; постановка глубинного геологического картирования (ГГК) с достаточным объемом глубокого параметрического бурения, обязательным применением МОВ-ОГТ; испытание пластов-коллекторов всех групп при наличии детальных (масштаба 1 : 100 000 и крупнее) структурных карт.

Проведение геологического доизучения (ГДП-200) листов Р-42-ХІІІ, Р-42-ХІV с поисково-оценочными работами масштаба 1 : 50 000 на россыпи минералов титана и циркония в пределах Малоатлымского потенциального рудного узла — первая очередь.

ГДП-200 листов Р-42-ХХХІ, Р-42-ХХХІІ с поисково-ревизионными работами (колонковое бурение до глубины 200–250 м) на россыпи минералов титана и циркония в пределах Пельтыпского потенциального рудного узла при соблюдении всех технологических требований и методически правильного отбора и опробования зерна — вторая очередь.

Проведение региональных геохимических работ и геологического доизучения (ГДП-200) листов Р-42-VІІ, VІІІ, ІХ, Х, ХІ, ХІІ в районе Сибирских Увалов, где установлены многочисленные площади с повышенным содержанием минералов титана и циркония в четвертичных образованиях. Изучению должны подлежать все стратиграфические подразделения

до глубины 200–250 м, т. е. до кровли тавдинской свиты, с учетом перспективности олигоценовых отложений. Полученный материал позволит уточнить возраст, тектоническую позицию, границы и площади развития стратифицированных палеогеновых, неогеновых и плиоцен-четвертичных образований, решить вопросы минерагенических таксонов, перспективных на обнаружение россыпных месторождений минералов титана и циркония.

На площади листа рекомендуется проведение поисковых, разведочных и разведочно-эксплуатационных работ на промышленные йодные воды в пределах Правдинской площади (Р-42-XXX).

Кроме перечисленных выше юрских и меловых нефтегазоносных комплексов, на территории развит доюрский нефтегазоносный мегакомплекс, из которого получены промышленные притоки и обнаружены проявления нефти в среднепалеозойских и верхнетриасовых образованиях. В связи с актуальностью вопроса о поисках в Западной Сибири доюрской нефти необходимо создание научной программы по изучению доюрских образований ЗСП с усилением роли региональных геофизических исследований, опорного и параметрического бурения. Необходимо комплексное геологическое изучение разрезов доюрских образований, их коллекторских свойств и возможных источников УВ. Конкретные площади для проведения исследований могут быть намечены в Широком Приобье в пределах листов Р-42 (район г. Ханты-Мансийск, Рогожниковская и Горелая площади) и Р-43 (Варьеганская и Северо-Варьеганская площади).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным)/А. Я. Медведев, А. И. Альмухамедов, М. К. Рейчов, А. Д. Сандерс, Р. В. Вайт, Н. П. Кирда//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 6. С. 617–620.
2. *Алексеева М. А.* Палеозойские магматические породы юго-запада Томской области (по данным бурения)//Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Тр. СНИИГГиМС. 1980, вып. 275. С. 68–80.
3. *Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Кирда Н. П.* Риолиты — составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // ДАН РФ, 2000, т. 371, № 2. С. 200–203.
4. *Аплонов С. В., Деменицкая Р. М., Монин А. С.* О блочной структуре фундамента Западно-Сибирской плиты // ДАН СССР. 1988, т. 303, № 5. С. 1089–1093.
5. *Архинов С. В., Замарцев Е. И., Хабарова Т. С.* Характерные черты геологического строения и нефтенасыщенности Рогожниковского месторождения//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО—Югры. Двенадцатая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2009. С. 202–213.
6. *Архинов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазонального региона (уточненная стратиграфическая основа). — Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1987. 52 с.
7. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1:5 000 000. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ//Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5 000 000/Ред. И. И. Нестеров//Тр. ЗапСибНИГНИ. 1976, вып. 93. 86 с.
8. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазональной области. Т. I (286 с.), т. II (359 с.). — М.: Недра, 1990.
9. *Афанасьев Ю. Т.* Система рифтов Западной Сибири. — М.: Наука, 1977. 102 с.
10. *Бабушкин А. Е.* Верхнекайнозойские отложения Сибирских Увалов Западно-Сибирской равнины//Советская геология, 1989, № 7. С. 46–54.
11. *Бабушкин А. Е.* Россыпи титана и циркония в кайнозойских отложениях Ханты-Мансийского автономного округа//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Седьмая научно-практическая конференция. Т. III. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2004. С. 303–312.
12. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность)/Ю. В. Брадучан, А. В. Гольберт, Ф. Г. Гулари и др. —

Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

13. Балабанова Т. Ф., Перугин Н. Н. О докембрийских образованиях Западно-Сибирской плиты и ее обрамления//Советская геология, 1981, № 12. С. 76–87.

14. Белоусов А. П., Куликов П. К., Латынов А. А. Распространение и вещественный состав триасовых пород в Западной Сибири по геолого-геофизическим данным//Гр. ЗапСибНИГНИ. 1972, вып. 50. С. 5–25.

15. Березовский газоносный район/Ред. И. И. Нестеров//Гр. ЗапСибНИГНИ. 1971, вып. 40. 524 с.

16. Берлянд Н. Г. (гл. ред.). Карта глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1 000 000. — Л.: Мингео СССР, 1990. 6 л. — Объяснительная записка. — Л.: ВСЕГЕИ, 1993. 120 с.

17. Биджаков В. И., Миндигалиев А. С., Некрасов Н. Е. Геологические результаты параметрического бурения по палеозою Томской области//Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Гр. СНИИГиМС. 1980, вып. 275. С. 25–39.

18. Биостратиграфия и фауна раннего девона восточного склона Урала/М. Г. Брейвель, И. А. Брейвель, Г. Г. Зенкова и др. — М.: Недра, 1977. 246 с.

19. Богуш О. И., Бочкарев В. С., Юферов О. В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины/Отв. ред. В. Н. Дубатовлов//Гр. Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 297 — Новосибирск, 1975. 52 с.

20. Бочкарев В. С. Проблемы тектоники Западной Сибири//Тектоника Западной Сибири. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 5–30.

21. Бочкарев В. С., Брехунцов А. М. Генеральные тектонические модели Западно-Сибирской геосинеклизы (а)//Палеозой Ханты-Мансийской впадины и проблемы выделения уралид в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы (б)//Горные ведомости, 2008, № 3. С. 6–23 (а); 2007, № 2. С. 6–14 (б).

22. Бочкарев В. С., Криночкин В. Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири//Тектоника платформенных областей/Отв. ред. О. А. Вотях, В. А. Соловьев. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 80–103.

23. Бочкарев В. С., Погорелов Б. С. Новые данные о возрасте складчатого фундамента центральных районов Западно-Сибирской плиты (а)//ДАН СССР. Сер. геологическая, 1968, т. 179, № 3. С. 664–665. — Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты (б)//Советская геология, 1973, № 7. С. 122–128.

24. Бочкарев В. С., Нестеров И. И. Геодинамические типы рифтогенеза Западной Сибири//Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. — М.: Наука, 1994. С. 35–40.

25. Бочкарев В. С., Ягофарова Ф. З. Новые данные о возрасте складчатого фундамента в районе Широного Приобья Западно-Сибирской низменности//ДАН СССР, 1968, т. 181, № 3. С. 676–678.

26. Бочкарев В. С., Брехунцов А. М., Дещеня Н. П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования)//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 120–143.

27. Бульникова А. А. Стратиграфия юрских и меловых отложений//Гр. ЗапСибНИГНИ, 1972, вып. 48. С. 5–19.

28. Варенцов М. И., Волков Э. В., Юшинская З. И. Тектоника и нефтегазоносность Ханты-Мансийской впадины//Геология и нефтегазоносность центральной части Западно-Сибирской низменности. — М.: Наука, 1968. С. 5–24.

29. *Веремеева Л. И., Левченко Е. Н., Калиш Е. А.* Титан-цирконовые россыпи западной части ХМАО—Югры: геологические, технологические и геолого-экономические аспекты рационального недропользования//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Одиннадцатая научно-практическая конференция. Т. I. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2008. С. 378–386.

30. *Волкова В. С.* Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. — Новосибирск: Наука, 1966. 174 с.

31. *Волкова В. С., Воробьев А. И., Задкова И. И.* Строение и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. — Новосибирск: Наука, 1970. 100 с.

32. Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири/Ред. П. П. Генералов//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979, вып. 146. 139 с.

33. *Воробьев А. И.* Расчленение и корреляция четвертичных отложений Западно-Сибирской части Обь-Иртышского междуречья по их физическим и литологическим свойствам//Проблемы изучения четвертичного периода. — М.: Наука, 1972. С. 135–143.

34. *Генералов П. П.* Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения//Мат-лы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1973, вып. 71. С. 5–131.

35. *Генералов П. П.* Ярусность рельефа междуречий Западной Сибири и некоторые аспекты ее геологического анализа//Мат-лы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1975, вып. 101. С. 94–129.

36. *Генералов П. П.* К стратиграфии плиоцена(?) Белогорского Материка//Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979, вып. 146. С. 40–60.

37. *Генералов П. П.* Некоторые особенности новейшей тектоники Западно-Сибирской плиты//Вопросы геологического картирования Западно-Сибирской равнины и Севера Урала. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1980, вып. 153. С. 8–22.

38. *Генералов П. П.* Складчатость нагнетания в приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири//Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1981, вып. 167. С. 36–50.

39. *Генералов П. П.* Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа//Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1981, вып. 167. С. 51–70.

40. *Генералов П. П.* Этапы и импульсы неотектогенеза Западной Сибири//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1982, вып. 172. С. 34–49.

41. *Генералов П. П.* Пелымская свита неогена Обского севера в свете новых данных//Минералогия кайнозоя Западной Сибири/Ред. П. П. Генералов. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1985, вып. 198. С. 51–68.

42. *Генералов П. П.* Основные черты строения разреза и палеогеографии неогена и антропогена Западной Сибири//Стратиграфия неогена и плейстоцена Севера Западной Сибири/Ред. П. П. Генералов. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. С. 5–22.

43. *Генералов П. П.* Верхний плейстоцен низовий Оби//Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири/Ред. П. П. Генералов. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. С. 56–77.

44. *Генералов П. П.* Вторичная тектоника приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири//Опалиты Западной Сибири/Под ред. П. П. Генералова. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 48–74.

45. *Генералов П. П.* Неотектоническая расслоенность и вторичные дислокации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты//Геология кайнозоя приарктических районов Западной Сибири и Урала/Ред. П. П. Генералов. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1996. С. 93–112.

46. *Генералов П. П., Кузин И. Л.* К проблеме оледенения севера Западной Сибири//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979, вып. 146. С.10–25.

47. *Генералов П. П., Миняйло Л. А.* Основные черты геоморфологии Западно-Сибирской равнины//Вопросы геологического картирования Западно-Сибирской равнины и Северного Урала. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1980, вып. 153. С. 32–45.

48. *Генералов П. П., Черепанов Ю. П., Клинова Э. А.* Новые данные по стратиграфии послеологоценых отложений Белогорского Приобья//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1975, вып. 90. С. 171–174.

49. Геодинамика Западной Сибири в триасовом периоде/В. С. Бочкарев, А. М. Брехунцов, Н. П. Дещеня и др.//Горные ведомости, 2005, № 3 (10). С. 4–19.

50. Геокриология СССР. Западная Сибирь/Ред. Э. Д. Ершов. — М.: Недра, 1989. 454 с.

51–59. Геологическая и Государственная геологическая карты СССР и РФ масштаба 1 : 200 000

51. Листы О-42-I, О-42-II, О-42-VII, О-42-VIII. Серия Западно-Сибирская. Карты четвертичных образований. Объяснительная записка/Ю. П. Черепанов, А. И. Власов, Л. И. Зылева. Ред. С. Б. Шацкий. — М.: 1999. 164 с.

52. Листы О-42-III, О-42-IV, О-42-IX, О-42-X. Серия Западно-Сибирская. Карты дочетвертичных образований; карты четвертичных образований. Объяснительная записка/Ю. П. Черепанов, А. И. Власов, М. И. Зубков, Л. И. Зылева. Ред. С. Б. Шацкий. — М.: 1998. 196 с.

53. Листы О-42-V, О-42-VI, О-42-XI, О-42-XII. Серия Западно-Сибирская. Карты четвертичных образований. Объяснительная записка/Ю. П. Черепанов, А. И. Власов, Л. И. Зылева. Ред. С. Б. Шацкий. — М.: 1999. 168 с.

54. Листы Р-42-I, Р-42-II. Серия Обско-Пурская. Карты полезных ископаемых; карты четвертичных отложений. Объяснительная записка/Ю. В. Захаров, О. П. Булыгина, А. Ф. Матвеев. Ред. С. Б. Шацкий. — М., 1971. 47 с.

55. Листы Р-42-V, Р-42-VI, Р-42-XI, Р-42-XII, Р-42-XVII, Р-42-XVIII. Серия Западно-Сибирская, подсерия Тюменско-Салехардская. Карты верхнемиоцен-четвертичных образований; карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000; геологическая карта доверхнемиоценовых образований; карты нефтеносности юрских и нижнемеловых образований; схематическая гидрогеологическая карта; схема геологического строения фундамента; схема эколого-геологических условий масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка/С. Г. Черданцев, Е. П. Козлов, К. Г. Лукомская и др. Ред. И. Л. Кузин, 2001*.

*Год утверждения к печати на НРС «Роснедра».

56. Листы Р-42-ХІХ, Р-42-ХХ, Р-42-ХХV, Р-42-ХХVI. Серия Западно-Сибирская, подсерия Тюменско-Салехардская. Карты четвертичных образований масштаба 1 : 200 000; геологические карты подошвы осадочного чехла; геологическая карта дочетвертичных образований; схема доюрского фундамента; карта рельефа поверхности доюрского фундамента; карта нефтеносности с элементами прогноза для юрского и мелового НГК района; схема эколого-геологических условий масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка/А. И. Анцыфоров, В. М. Калинин, Н. В. Корсакова и др. Ред. И. Л. Кузин, 2004*.

57. Листы Р-42-ХХII, Р-42-ХХIII, Р-42-ХХIV, Р-42-ХХVIII, Р-42-ХХIX, Р-42-ХХХ, Р-42-ХХХIV, Р-42-ХХХV, Р-42-ХХХVI. Серия Западно-Сибирская, подсерия Тюменско-Салехардская. Геологические карты доплиоценовых образований; карты плиоцен-четвертичных образований масштаба 1 : 200 000; схема доюрских образований; карта нефтегазоносности масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка/Ю. П. Черепанов, А. И. Власов, Л. И. Зылева и др. Ред. И. Л. Кузин, 2000*.

58. Листы Р-43-VII, Р-43-VIII, Р-43-IX, Р-43-XIII, Р-43-XIV, Р-43-XV. Серия Западно-Сибирская, подсерия Тюменско-Салехардская. Карты плиоцен-четвертичных образований масштаба 1 : 200 000; геологические карты доплиоценовых образований; гидрогеологическая карта; карта нефтяных месторождений с элементами прогноза; схема прогноза полезных ископаемых; схема эколого-геологических условий масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка/А. И. Некрасов, Э. А. Клинова, А. П. Соколовский. Ред. И. Л. Кузин, 2001*.

59. Листы Р-43-ХІХ, Р-43-ХХ, Р-43-ХХI, Р-43-ХХV, Р-43-ХХVI, Р-43-ХХVII, Р-43-ХХХI, Р-43-ХХХII, Р-43-ХХХIII. Серия Западно-Сибирская, подсерия Тюменско-Салехардская. Карты четвертичных и плиоцен-четвертичных образований масштаба 1 : 200 000; геологическая карта доплиоценовых образований; карта нефтяных месторождений и прогноза на нефть и газ; гидрогеологическая карта; схема эколого-геологических условий масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка/А. И. Некрасов, Э. А. Клинова. Ред. И. Л. Кузин, 1999*.

60. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности/Ред. Н. Н. Ростовцев. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. 391 с.

61. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири/А. А. Нежданов, В. А. Пономарев, Н. А. Туренков и др. — М.: Изд-во АГН, 2000. 247 с.

62. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 2: Западная Сибирь/Ред. А. Э. Конторович, В. С. Сурков. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

63. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. — М.: Недра, 1975. 680 с.

64. Геоморфологическая карта Западно-Сибирской равнины масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка/Гл. ред. И. П. Варламов//Тр. СНИИГГиМС, 1972, вып. 134. 112 с.

65. Геохронологические исследования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения/К. С. Иванов, Ю. Н. Федоров, Ю. Л. Ронкин, Ю. В. Ерохин//Литосфера, 2005, № 3. С. 117–136.

66. Гидрогеология СССР. Т. 16: Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области)/Ред. В. А. Нуднер. — М.: Недра, 1970. 367 с.

67. *Глезер З. И.* Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям//Советская геология, 1979, №11. С. 19–30 (а); О зональном расчленении

палеогена Средиземноморской палеогеографической области по кремневым жгутиковым водорослям//Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Тр. 19-й сессии ВПО. — Л.: Наука, 1979. С. 24–42 (б).

68. Глубинное строение Западной Сибири/Е. В. Карус, Г. А. Габриэлянц, В. М. Ковылин, Н. М. Чернышев//Советская геология, 1984, № 5. С. 75–85.

69. Глухманчук Е. Д. Проявление сдвиговых деформаций в чехле Западно-Сибирской плиты в связи с нефтеносностью баженовской свиты//Тектоника платформенных областей/Отв. ред. О. А. Вотях, В. А. Соловьев. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 121–125.

70. Горетая В. В. Новые данные по геологии фундамента Ханты-Мансийской впадины//Тектоника Западной Сибири. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 81–90.

71–75. Государственная геологическая карта СССР и РФ, масштаб 1:1 000 000, полистная

71. Лист О-40, (41) — Екатеринбург (новая серия). Геологическая карта дочетвертичных образований; карта четвертичных образований; карта полезных ископаемых/Гл. ред. О. А. Кондиайн, ред. В. В. Шалагинов. — Екатеринбург: Геолого-картографическая партия ОАО «УГСЭ», 1997. Объяснительная записка/Отв. ред. В. В. Шалагинов. — Екатеринбург: ОАО «УГСЭ», 1997. 251 с.

72. Лист О-42 — Тобольск. Серия Западно-Сибирская (третье поколение). Геологическая карта доплиоценовых образований; карта полезных ископаемых; прогнозно-минерагеническая карта. Объяснительная записка/Гл. науч. ред. Ю. П. Черепанов. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

73. Лист Р-41 — Ивдель. Серия Уральская (третье поколение). Геологическая карта доплиоценовых образований; карта полезных ископаемых; прогнозно-минерагеническая карта; карта прогноза на нефть и газ; геологическая карта погребенной поверхности предверхнетриасового несогласия. Объяснительная записка/Гл. науч. ред. Е. К. Ковригина. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 318 с.

74. Лист Р-42, 43 — Ханты-Мансийск (новая серия). Геологическая карта дочетвертичных образований; карта четвертичных отложений; карта полезных ископаемых; карта прогноза на нефть и газ; карта торфяных месторождений; схематическая геологическая карта доюрских образований/Ред. В. С. Сурков, С. Б. Шацкий, И. И. Нестеров. — Объяснительная записка: ч. I (геологическая)/Отв. ред. В. С. Сурков, С. Б. Шацкий (а); ч. II (полезные ископаемые)/Отв. ред. И. И. Нестеров (б). — Л.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1990. 102 с. (а); 62 с. (б).

75. Лист Q-42, 43 — Салехард (новая серия). Геологическая карта дочетвертичных образований; карта четвертичных образований; карта полезных ископаемых; схематическая карта доюрских образований; карта прогноза на нефть и газ/Ред. В. С. Сурков, С. Б. Шацкий. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1995. — Объяснительная записка (единая)/Отв. ред. С. Б. Шацкий, А. Е. Бабушкин. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 219 с.

76. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2006 г. Нефть/Р. Н. Шпак. — М.: Росгеолфонд, 2006.

77. Гранитоиды Приуральяского региона Западной Сибири/Ю. Н. Федоров, К. С. Иванов, Ю. В. Ерохин и др.//Горные ведомости, 2006, № 12. С. 32–49.

78. Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья//Тр. СНИИГГиМС, 1959, вып. 3. 174 с.

79. Добрецов Н. Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан)// Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 5–27.
80. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири — объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского ЛУ)/Т. А. Коровина, Е. П. Кропотова, Н. Н. Минченков и др.//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО-Югры. Двенадцатая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2009. С. 214–218.
81. Егоров А. С., Чистяков Д. Н. Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 101–119.
82. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. — М.: Наука, 1984. 232 с.
83. Журавлев Е. Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты//Геотектоника, 1986, № 5. С. 107–115.
84. Журавлев Е. Г. Трапповая формация Западно-Сибирской плиты//Известия АН СССР, 1986, № 7. С. 26–32.
85. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А. Кора выветривания фундамента и ее влияние на формирование нефтегазоносных горизонтов Западной Сибири//Тр. Моск. инст. нефтехим. и газ. пром-ти им. И. М. Губкина. 1976. вып. 112. С. 44–57.
86. Зайонц И. Л., Выдрин С. Я., Смирнов И. И. Новейшая тектоника Сосьвинско-Белогорского Приобья и ее роль в размещении месторождений полезных ископаемых/Ред. П. П. Генералов//Опалиты Западной Сибири. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 84–95.
87. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности/Ф. Г. Гурари, Л. Я. Трушкова, К. И. Микуленко и др. Ред. А. А. Трофимук. — М.: Недра, 1972. 309 с.
88. Захаров Ю. Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения)//Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. — М.: Недра, 1965. С.118–130.
89. Захаров Ю. Ф. Плейстоцен Северного Зауралья//Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. — М.: Недра, 1965. С. 88–99.
90. Захаров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция//Основные проблемы изучения четвертичного периода. — М.: Наука, 1965. С. 30–36.
91. Захаров Ю. Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири//Геология и геофизика, 1968, № 6. С. 148–155.
92. Захаров Ю. Ф. Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья//Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. — Новосибирск: Наука, 1970. С. 118–124.
93. Захаров В. А., Сакс В. Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири/Отв. ред. В. А. Захаров//Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. Тр. Института геологии и геофизики АН СССР, 1983. С. 5–32.
94. Зилинг Д. Г. Разрез Белогорского Материка в Среднем Приобье по обнажению «Большой Камень»//Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. — Л., 1969. С. 74–83.

95. *Зубаков В. А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. — Л.: Недра, 1972. 312 с.
96. *Зубаков В. А., Кочегура В. В.* Хронология новейшего этапа геологической истории СССР (от 3 000 000 до 60 000 лет)//Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. — Л.: Геогр. об-во СССР, 1973. С. 39–73.
97. *Иванов К. П.* Триасовая трапповая формация Урала. — М.: Наука, 1974. 154 с.
98. *Иванов К. С., Шмелев В. Р.* Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции//ДАН РФ, 1996, т. 347, № 5. С. 649–652.
99. *Ивлев А. И.* Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. — Рудный—Костанай: «Костанайский печатный двор», 2008. 500 с.
100. *Ильина В. И.* Палинология юры Сибири. — М.: Наука, 1985. 237 с.
101. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Стратиграфия плейстоценовых отложений низовий Иртыша и Тобола//Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Тр. ВСЕГЕИ, 1967, т. 145, вып. 6. С. 82–134.
102. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. — Л.: Недра, 1974. 160 с.
103. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры/В. С. Дружинин, В. В. Колмогорова, Н. И. Начапкин и др.//Отечественная геология, 2009, № 1. С. 104–112.
104. Карта намагнитченных образований территории СССР и dna прилегающих морей. Масштаб 1 : 5 000 000/Л. В. Булина, М. С. Рябкова, Н. Б. Стожарова и др. Ред. Л. В. Булина.— М.: «Аэрогеология», 1981. 4 л. — Объяснительная записка/Сост. Л. В. Булина, М. С. Рябкова. — Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 27 с.
105. Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины масштаба 1 : 2 500 000. Объяснительная записка/Гл. ред. И. П. Варламов//Тр. СНИИГГиМС, 1969, вып. 67. 68 с.
106. *Карус Е. В., Савинский К. А.* Крупные неоднородности строения земной коры платформенных областей Сибири//Геология и геофизика, 1990, № 7. С. 3–11.
107. Каталог литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисково-разведочных скважин. ХМАО/Ред. В. Ф. Гришкевич, Е. А. Тепляков. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 2000. 431 с.
108. Каталог стратиграфических разбивок/Ред. Н. Н. Ростовцев, А. А. Булынникова//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1967, вып. 67. 313 с.
109. *Кирда Н. П., Фрадкина А. Ф.* Новые данные по стратиграфии триаса Западной Сибири//Геология и геофизика, 1997, т. 38, №6. С. 1062–1069.
110. *Киричкова А. И., Куликова Н. К.* Корреляция разнофациальных триасовых отложений Восточного Урала и Сибири//Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10. С. 70–84.
111. *Клецев К. А., Шейн В. С.* Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. — М.: ВНИГНИ, 2004. 214 с.
112. *Козлова Г. Э.* Распространение радиоларий в баженовской свите Западной Сибири/Отв. ред. В. А. Захаров//Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. Тр. института геологии и геофизики СО АН СССР. 1983, вып. 528. С. 47–55.
113. *Козлова Г. Э.* Радиоларии палеогена бореальной области России/Гл. ред. Б. С. Соколов//Практическое руководство по микрофауне России. Т. 9. — СПб.: ВНИГРИ, 1999. 323 с.

114. *Комиссаренко В. К.* Микрофаунистические реперы заводоуковской серии// Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 13–18.
115. Консолидированная кора платформенных областей Сибири//В. С. Сурков, А. И. Варламов, А. С. Ефимов и др.//Разведка и охрана недр, 2007, № 8. С. 3–9.
116. *Конторович А. Э., Андрусевич В. Е., Афанасьев С. А.* Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь)//Геология и геофизика, 1995, т. 36, №6. С. 5–28.
117. *Конторович А. Э., Карагодин Ю. Н., Ильина В. И.* Особенности геологического строения ниже-среднеюрских нефтеносных отложений Красноленинского района (Западная Сибирь)/Отв. ред. В. С. Сурков, Н. В. Марасанова//Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. — М.: Наука, 1994. С. 81–95.
118. *Коротун В. В.* О древней коре выветривания пород доюрского фундамента Западно-Сибирской низменности//Тр. СНИИГГиМС, 1962, вып. 26. С. 77–87.
119. *Кос И. М., Белкин Н. М., Курьшева Н. К.* Сейсмогеологическое строение доюрских образований Рогожниковского лицензионного участка//Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Седьмая научно-практическая конференция. Т. 2. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2004. С. 153–163.
120. *Костяев А. Г.* К проблеме происхождения диамиктона Приобской полосы Сибирских Увалов (Западная Сибирь)//Вестник МГУ, серия 5: География, 1987, № 5. С. 86–92.
121. *Крапивнер Р. Б.* Геологическое строение Тобольского Материка между городами Тобольск и Ханты-Мансийск (а); Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца (б)/Отв. ред. Н. Г. Загорская//Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Тр. НИИГА, 1969. С. 37–57 (а); 58–73 (б).
122. *Крапивнер Р. Б.* Самаровский феномен в Западной Сибири. Ледники или неотектоника?//Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, 1979, т. 54, вып.4. С.79–93.
123. *Крапивнер Р. Б.* Бескорневые неотектонические структуры. — М.: Недра, 1986. 204 с.
124. *Криночкин В. Г.* Основные типы доюрских породных комплексов и этапы тектонического развития Красноленинского свода (а); Среднепалеозойские вулканогенно-осадочные формации юго-западных районов Западной Сибири (б)//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1982, вып. 173. С. 14–24 (а); 33–43 (б).
125. *Криночкин В. Г.* Докембрийские комплексы Западной Сибири/Под ред. М. Я. Рудкевича//Палеозойские складчатости Западной Сибири и ее обрамления. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С.40–49.
126. *Криночкин В. Г.* Типы геологических формаций в палеозойской эволюции земной коры Западной Сибири/Под ред. В. С. Бочкарева//Тектоника Западной Сибири. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 67–80.
127. *Криночкин В. Г., Голубева Е. А., Кармацких М. В.* Триасовый сейсмокомплекс Среднего Приобья//Геофизика. Специальный выпуск к 50-летию «Хантымансийск-геофизики», 2001. С. 73–77.
128. *Кругликов Н. М., Нелюбин В. В., Яковлев О. Н.* Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна и особенности формирования залежей углеводородов. — Л.: Недра, 1985. 279 с.

129. Кузин И. Л. Роль новейших тектонических движений в миграции и концентрации углеводородов в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты//Тр. ВНИГРИ, 1977, вып.393. С. 121–139.
130. Кузин И. Л. Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа. — СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002. 87 с.
131. Кузин И. Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. — СПб.: Изд-во Гос. полярной академии, 2005. 160 с.
132. Кузин И. Л., Матвеев А. Ф. Породы верхнего мела в обнажениях Нижнего Приобья. Структурная геоморфология и неотектоника Западной Сибири в связи с ее нефтегазоносностью/Под ред. канд. г.-м. наук Н. Х. Кулахметова//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1973, вып. 73. С. 60–66.
133. Кузин И. Л., Мишульский М. И. Развитие структурного плана осадочного чехла центрального и северного районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в кайнозойское время. Структурная геоморфология и неотектоника Западной Сибири в связи с ее нефтегазоносностью/Под ред. канд. г.-м. наук Н. Х. Кулахметова//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1973, вып. 73. С. 85–96.
134. Кузин И. Л., Трофимов С. В. Выход верхнемеловых пород на Сибирских Увалах и связанные с ним проблемы палеогеографии антропогена. Геология антропогена севера Западной Сибири/Под ред. П. П. Генералова//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1982, вып. 172. С. 80–85.
135. Кузин И. Л., Чочиа Н. Г. Самаровский и Юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири/Гл. ред. В. Н. Сакс//Четвертичный период Сибири. — М.: Наука, 1966. С. 210–227.
136. Кузин И. Л., Перугин Н. Н., Рейнин И. В. Роль кайнозойских тектонических движений в размещении месторождений нефти и газа Западной Сибири. — Л., 1974. С. 36–93.
137. Куликов П. К. Основные элементы тектоники и некоторые вопросы нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна//Советская геология, 1972, № 2. С. 16–30.
138. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1986, вып. 4. 156 с.
139. Кулькова И. А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины//Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. — Новосибирск: СО РАН, 1994. С. 98–109.
140. Лашнева З. В., Яцканич Е. А. Раннемезозойская субформация игнимбритов и перспективы ее нефтегазоносности в центральных районах Широкого Приобья//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Третья научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 2000. С. 100–108.
141. Лебедев А. И. Расчленение и корреляция морских отложений по бухтам//Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 46–57.
142. Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье/С. А. Архипов, В. А. Панычев, Т. Г. Шелехова и др. — Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1978. 132 с.
143. Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Певзнер В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности/Тр. ВСЕГЕИ, 1960, т. 33. 232 с.

144. *Липман Р. Х., Буртман Е. С., Хохлова И. А.* Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности//Тр. ВСЕГЕИ. 1960, т. 28. 232 с.
145. *Малютин Н. Б., Смирнов Е. П., Дегтева М. Н.* Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье/Ред. И. Д. Соболев. — М.: Недра, 1977. 223 с. Приложение: Геологическая карта Среднего Зауралья (вкладка).
146. *Маркевич В. П.* История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. — М.: Наука, 1966. 247 с.
147. *Мартынов В. А., Никитин В. П.* Межледниковые слои в разрезе Белогорского Материка на р. Обь//Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1964, вып. 25. С. 73–81.
148. *Матусевич В. М., Шубенин Н. Г., Цацульников В. Т.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. — Тюмень: ТГУ, 1990. 103 с.
149. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др. Ред. В. С. Сурков. — М.: Недра, 1986. 149 с.
150. *Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Курда Н. П.* Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 86–100.
151. *Месежников М. С.* К биостратиграфии верхнеюрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири (баженовская свита и ее аналоги). Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири/Отв. ред. В. А. Захаров//Тр. Института геологии и геофизики АН СССР, 1983, вып. 528. С. 32–46.
152. Металлогеническая карта Западно-Сибирской плиты масштаба 1 : 2 500 000. Объяснительная записка/Ред. В. С. Сурков, Ю. Г. Старицкий. — Л.: Изд-во картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1989. 48 с.
153. Методические указания по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. — М.: ВНИГНИ, 1983. 213 с.
154. *Мизинов Н. В.* О происхождении мелкой складчатости в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности. Материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1967, вып. 5. С. 96–99.
155. Минералогическое обоснование нового района титано-циркониевых россыпей в центральной части Западно-Сибирской плиты/Н. Г. Патык-Кара, И. А. Чижова, А. М. Лапшин и др.//Отечественная геология, 2002, № 3. С. 15–21.
156. *Могучева Н. К.* Новые данные по стратиграфии триаса Западной Сибири//Горные ведомости, 2005, № 12. С. 84–88.
157. *Могучева Н. К., Бетехтина О. А.* Актуальные вопросы стратиграфии континентального триаса Сибири//Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3. С. 287–296.
158. *Мухер А. Г., Тугарева А. В.* Палеогеографические особенности строения и перспективы нефтегазоносности ниже- и среднеюрских отложений Западной Сибири//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Вторая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 1999. С. 123–133 (а); Перспективы нефтегазоносности среднеюрских отложений центральной части Западной Сибири//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Пятая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 2002. С. 98–108 (б).
159. *Наливкин В. Д.* Малоатлымские дислокации на Оби. Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности//Тр. ВНИГРИ, 1960, вып. 158. С. 256–266.

160. *Нежданов А. А., Огибенин В. В.* Материалы к региональной стратиграфической схеме нижней—средней юры Западной Сибири//Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири/Под ред. Ю. В. Брадучана, С. И. Пуртовой. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 17–27.
161. *Нелюбин В. В.* Водорастворенное органическое вещество нефтегазоносных зон Западной Сибири//Гидрогеологические особенности нефтегазонакопления в ловушках. — СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 1991. С. 142–157.
162. *Нестеров И. И.* Новый тип коллекторов нефти и газа//Геология нефти и газа, 1979, № 10. С. 26–29.
163. *Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шпильман К. А.* Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. — М.: Недра, 1971. 464 с.
164. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна/В. С. Сурков, А. М. Казаков, В. П. Девятов, Л. В. Смирнов//Отечественная геология, 1997, № 3. С. 31–37.
165. *Никитин В. П.* Флоры и растительность Западной Сибири в позднем палеогене и неогене. — М.: Наука, 1978. С. 68–73.
166. Новая стратиграфическая схема неоген-четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (Тюменская область)/П. П. Генералов, А. И. Некрасов, А. П. Астапов, Я. Э. Файбусович, Ю. П. Черепанов//Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа, 2000, № 1–2. С. 40–45.
167. Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири/В. И. Шпильман, Л. А. Солопахина, В. И. Пятков//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Вторая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 1999. С. 96–115.
168. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири/Под ред. Н. А. Флоренсова, И. П. Варламова//Тр. СНИИГГиМС, 1981, вып. 285. 240 с.
169. Новые данные о возрасте кремнекислого магматизма на востоке Ханты-Мансийского автономного округа/Ю. Н. Федоров, В. Г. Елисеев, К. С. Иванов и др.//Вестник недропользователя, 2006, № 7. С. 19–24.
170. Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам Западно-Сибирской равнины, принятая МРСС-90 14–18 мая 1990 г. и утвержденная МСК СССР 30 января 1991 г. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 31 с.
171. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна/К. С. Иванов, Ю. Н. Федоров, Э. О. Амон, Ю. В. Ерохин, Г. Н. Бороздина//ДАН РФ, 2007, т. 413, № 4. С. 535–540 (а); Радиоларии верхнего ордовика из вулканогенно-кремнистых отложений фундамента Шаимского района Западной Сибири/К. С. Иванов, Ю. Н. Федоров, Э. О. Амон//Горные ведомости, 2006, № 6. С. 86–97 (б).
172. Об источнике нефтей, обнаруженных в коре выветривания и кровле палеозойского фундамента на площадях Среднего Приобья/Н. В. Лопатин, Т. П. Емец, О. П. Симоненкова и др.//Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1997, № 7. С. 7–22.
173. Опорные скважины СССР: Ханты-Мансийская опорная скв. (Тюменская площадь)/И. Г. Козлов//Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 176. 76 с.
174. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана)/Под ред. Э. П. Изоха. Авт.: В. П. Ермолов, А. Г. Владимиров, А. Э. Изох и др.//Тр. института геологии и геофизики СО АН СССР, 1983, вып. 561. 208 с.

175. Особенности геологического строения верхнеюрского нефтегазоносного комплекса центральной части Западной Сибири/В. Г. Елисеев, В. М. Никитин, Т. В. Рубина и др.//Пути реализации нефтегазоносного потенциала ХМАО. Пятая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 2002. С. 93–97.

176. Особенности осадконакопления и критерии поиска циркон-ильменитовых россыпей в отложениях палеогена Западной Сибири/Л. И. Исакова, З. Я. Сердюк, А. Е. Бабушкин и др.//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Одиннадцатая научно-практическая конференция. Т. I. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2008. С. 424–426.

177. Открытие тремадока (нижний ордовик) в центральной части Западной Сибири/Е. А. Елкин, Р. Т. Грацианова, Н. Г. Изох и др.//ДАН РФ, 1994, т. 334, № 6. С. 728–730.

178. Палеогеографические обстановки в позднем девоне на территории Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления/Е. А. Елкин, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох и др.//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 172–182.

179. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. — Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.

180. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы/Е. А. Елкин, А. Э. Конторович, Н. К. Бахарев и др.// Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 6. С. 633–650.

181. *Панова Л. А.* Практическая палиностратиграфия. — Л.: Недра, 1984. 320 с.

182. Перспективы поисков и разведки нефтяных и газовых залежей в корах выветривания фундамента Западно-Сибирской плиты/Е. Г. Журавлев, Т. А. Лапинская, Е. Л. Курбала, Ю. Б. Файп//Серия: Нефтегазовая геология и геофизика (тематические научно-технические обзоры). — М.: ВНИИОЭНГ, 1973. 76 с.

183. *Погорелов Б. С.* Геология и нефтеносность доюрских образований запада Западной Сибири. — М.: Наука, 1977. 85 с.

184. *Порфирьев В. Б., Ключко В. П.* Геологические аспекты нефтегазоносности фундамента (на примере Западной Сибири)//Особенности глубинного строения земной коры и теоретические обоснования неорганического происхождения нефти. — Киев: «Наукова Думка», 1982. С. 5–155.

185. *Пуртова С. И., Безрукова Т. С.* Основные типы спорово-пыльцевых комплексов из нижнемеловых отложений Западно-Сибирской равнины//Гр. ЗапСибНИГНИ, 1980, вып. 149. С. 30–36.

186. *Прокопьева Р. Г., Старовойтова М. А.* Промышленные воды Западной Сибири//Гидрогеологические и инженерно-геологические условия освоения Западной Сибири. — Тюмень: ТюмИИ, 1991. С. 10–21.

187. Раннетриасовые гранитоиды Шаимского свода. Западная часть Западно-Сибирской низменности/О. А. Залевский, А. И. Ларичев, М. С. Машак, В. Г. Колокольцев//Региональная геология и металлогения, 2009, № 37. С. 74–82.

188. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований Западно-Сибирской равнины/Ред. В. И. Краснов//Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Рассмотрены и утверждены МСК РФ 29 января 1999 г. — Новосибирск: СНИИГиМС, 1999. 80 с. Приложения на 12 л.

189. Региональные стратиграфические схемы триасовых, юрских и меловых отложений Западной Сибири, рассмотренные VI МРСС по мезозойским отложениям

Западной Сибири 14–16 октября 2003 г. Утверждены МСК РФ по триасу и юре 9 апреля 2004 г., по мелу — 8 апреля 2005 г. как корреляционные. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005.

190. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей/М. М. Буслов, Т. Ватанабе, Л. В. Смирнова и др.//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 49–75.

191. *Сараев С. В., Батурина Т. П.* Литология и геохимия триасовых отложений в вулканогенно-осадочном разрезе на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы//Геология и геофизика, 2008, т.49, № 6. С. 477–494.

192. Северо-Тюменская субпровинция кристобалит-опаловых пород — уникальная минерально-сырьевая база Западно-Сибирского промышленного комплекса/С. В. Прозоров, Я. Э. Файбусович, А. П. Астапов и др.//Вестник недропользователя ХМАО, 2004, № 14. С. 36–39.

193. *Смирнов И. И.* Зона выхода верхнемеловых кремнистых пород на Обь-Ляминском междуречье и некоторые аспекты ее генезиса//Минералогия кайнозоя Западной Сибири/Ред. П. П. Генералов.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С.43–51.

194. *Смирнов И. И.* Новые данные о геологическом возрасте ямальской серии новейших отложений в низовьях р. Обь//Геология кайнозоя приарктических районов Западной Сибири и Урала. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1996. С. 46–50.

195. *Смоленцев Ю. К.* Пресные подземные воды Западно-Сибирского мегабассейна. Формирование и практическое использование//Автореф. докт. дис. — Иркутск, 1995. 47 с.

196. Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири//Мат-лы Международной академической конференции (г. Тюмень, 11–13 октября 2006 г.)/Ред. коллегия: С. В. Прозоров, И. В. Шпуров, Н. Х. Кулахметов и др. — Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГ», 2007. 400 с.

196а. *Бочкарев В. С.* Новые результаты изучения внутренней структуры и перспектив нефтегазоносности доюрского основания геолого-геофизическими методами. С. 38–42.

196б. *Печеркин М. Ф., Федоров Ю. Н., Иванов К. С.* и др. Комплексные геолого-геофизические исследования фундамента Западно-Сибирской платформы и перспективы его нефтеносности. С. 43–49.

196в. *Иванов К. С., Ерохин Ю. Ф., Пономарев В. С.* и др. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири. С. 49–56.

196г. *Воронов В. Н., Кулахметов Н. Х.* Сибирские Увалы — новейшая морфоструктура Западной Сибири: ее глубинный характер и влияние на строение плитного комплекса. С. 57–68.

196д. *Курьянов Ю. А., Карагодин Ю. Н., Медведев Н. Я.* и др. Значение решения проблемы источника нефти триасовых магматитов Западной Сибири в оценке углеводородного потенциала в наращивании запасов и добычи нефти Западной Сибири. С. 69–76.

196е. *Бембель Р. М., Метеря В. М., Бембель М. Р.* и др. Геосолитонная активность в сейсмологии, результатах сейсморазведки, гравитационном, магнитном и электрическом, тепловых и геохимических полях. С. 110–114.

196ж. *Коровина Г. А., Кропотова Е. П., Романов Е. А., Шадрин С. В.* Геология и нефтенасыщение в породах триаса Рогожниковского ЛУ. С. 138–142.

196з. *Ефимов В. А.* Особенности петрофизического обеспечения интерпретации разреза вулканогенных пород (на примере отложений триаса Рогожниковского месторождения). С. 147–151.

197. Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири/Ред. коллегия: С. В. Прозоров, И. В. Шпуров, Н. В. Оздобкин и др.//Мат-лы Международной академической конференции (г. Тюмень, 20–22 ноября 2007 г.). — Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2008. 480 с.:

197а. *Шустер В. Л.* Доюрские комплексы Западной Сибири — нижний этаж нефтегазоносности. С. 42–53.

197б. *Воронов В. Н., Шпуров И. В.* Оценка напряженно-деформационного состояния земной коры — актуальный этап региональных и площадных исследований на нефть и газ (на примере Широкого Приобья). С. 88–95.

197в. *Ерохин Ю. В., Иванов К. С., Федоров Ю. Н.* Контактный метаморфизм в доюрском основании Шаимского района. С. 174–182.

198. Среднеуральский трансект: новые данные по глубинному строению Урала// Модели земной коры и верхней мантии. Мат-лы Международного научно-практического семинара 18–20 сентября 2007 г. — СПб., 2007. С. 186–191.

199. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности (с приложениями)/Под ред. Н. Н. Ростовцева.— Л.: Недра, 1978. 132 с.

200. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. /Гл. ред. А. Э. Конторович:

200а. Книга 5: Палеозой Западной Сибири/Е. А. Елкин, В. И. Краснов, Н. К. Бахарев и др. Ред. Е. А. Елкин, В. И. Краснов. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 163 с.

200б. Книга 6: Триасовая система/А. М. Казаков, А. Г. Константинов, Н. И. Курушин и др. Ред. А. М. Казаков. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 327 с.

200в. Книга 7: Юрская система/Б. Н. Шурыгин, Б. Л. Никитенко, В. П. Павлов и др. Ред. Б. Н. Шурыгин. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 476 с.

200г. Книга 9: Кайнозой Западной Сибири/В. С. Волкова, С. А. Архипов, А. Е. Бабушкин и др. Ред. В. С. Волкова. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2005. 243 с.

201. *Сурков В. С.* Особенности формирования Урало-Сибирской молодой платформы в неогене//Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 8. С. 754–761.

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

203а. *Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В.* Складчатые системы и структуры доюрского основания/Отв. ред. А. В. Каныгин//Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты Тр. института геологии и геофизики СО АН СССР, 1984, вып. 568. С. 56–70 а.

203б. *Сурков В. С., Смирнов Л. В.* Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты//Отечественная геология, 2003, № 1. С. 10–16.

204. Схема тектоники фундамента плитного комплекса Широкого Приобья (Западная Сибирь)/Е. В. Деев, О. А. Вотях, С. Ю. Беляев и др.//Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 6. С. 968–978.

205. *Тарноградский В. Д.* Основные черты геоморфологического строения юго-западной части Западно-Сибирской низменности//Тр. ВСЕГЕИ, 1963, т. 90, вып. 5. С. 134–145.
206. Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. Домезозойский складчатый фундамент/Гл. ред. И. Д. Соболев. 1983. — Объяснительная записка/ И. Д. Соболев, С. В. Автонеев, Р. П. Белковская и др. — Свердловск: УГСЭ, 1987. 168 с.
207. *Тимохина И. Г., Клец А. Г., Бочкарев В. С.* Фораминиферы фаменского яруса Западно-Сибирской плиты (а); *Тимохина И. Г., Клец А. Г.* Новые данные о распространении фораминифер в верхнедевонских известняках центральных районов Западно-Сибирской плиты (б)//Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2002, т. 43, вып. 5. С. 123–132 (а); 137–144 (б).
208. Торфяные месторождения Тюменской области/Отв. ред. В. Д. Марков. — М.: Геолгорфразведка, 1971. 350 с.
209. Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты)/Науч. ред. А. М. Казаков. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 226 с.:
- 209а. *Казаков А. М.* Границы основных стратиграфических подразделений триасовой системы Западной Сибири. С. 6–15.
- 209б. *Келлер М. Б., Липатова В. В., Певзнер Л. А.* и др. Стратиграфическое расчленение доюрского комплекса в Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6. С. 16–21.
- 209в. *Келлер М. Б., Липатова В. В., Милетенко Н. В.* и др. Граница триаса и юры на севере Западной Сибири (новые данные в связи с бурением Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6). С. 22–27.
- 209г. *Ехлаков Ю. А., Угрюмов А. Н., Бочкарев В. С.* Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (Красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине. С. 32–48.
- 209д. *Ехлаков Ю. А., Угрюмов А. Н., Бочкарев В. С.* и др. Пурская свита — новый стратон триаса на севере Западно-Сибирской плиты. С. 53–62.
- 209е. *Бочкарев В. С.* Вулканогенные образования триаса Западной Сибири. С. 70–79.
- 209ж. *Могучева Н. К.* Фитостратиграфические основы корреляции триасовых отложений Сибири. С. 80–89.
- 209з. *Букина Т. Ф.* О находках голотуриеподобных организмов и следах их жизнедеятельности в триасовых отложениях Западной Сибири. С. 172–175.
- 209и. *Липатова В. В., Букина Т. Ф., Яночкина З. А.* и др. Корреляция ниже-среднетриасовых отложений Западной Сибири. С. 185–192.
- 209к. *Липатова В. В., Казаков А. М.* Проект стратиграфической схемы триасовых отложений Западной Сибири (по решениям межведомственного рабочего совещания в Ярославле, июнь 2000 г.). С. 215–220.
210. Триас-юрская асимметрия Западно-Сибирского мегабассейна/В. С. Бочкарев, Н. А. Каримова, Т. А. Кряквина, Н. Л. Черепанова//Горные ведомости, 2007, № 6. С. 6–13.
211. Триасовый аркогенез, кратонизация фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы и их влияние на нефтегазоносность юрско-меловых отложений/ В. С. Бочкарев, А. М. Брехунцов, Н. П. Дешня и др.//Горные ведомости, 2006, № 4. С. 20–35.
212. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Рассмотрена и утверждена МСК РФ 29 мая 2000 г. — Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГНиГ СО РАН, 2000. 7 л. — Объяснительная

- записка/Отв. ред. В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.
213. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (архей, протерозой, палеозой). — Свердловск, 1993.
214. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). — Екатеринбург: МСК России, УрО РАН, Роскомнедра РФ, 1997.
215. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Рассмотрены и утверждены МСК РФ 2 февраля 2001 г. — Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГНиГ СО РАН, 2001. 11. л. — Объяснительная записка/Отв. ред. А. Е. Бабушкин. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 84 с.
216. *Учительева Л. Г.* Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. — М.: Недра, 1974. 168 с.
217. *Файбусович Я. Э., Астапов А. П.* Новые данные по стратиграфии плиоцена и плейстоцена низовьев Оби. По материалам Госгеолкарты-200//Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа, 2000, № 1–2. С. 34–39.
218. *Фомин А. Н.* Катагенез и перспективы нефтегазоносности юрских и доюрских отложений Краснотенинского свода//Геология и геофизика, 1992, № 6. С. 19–23.
219. *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности//Мат-лы Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых/Науч. ред. А. Э. Конторович, А. М. Брехунцов. — Тюмень–Новосибирск: ООО «Параллель», 2008. 242 с.:*
- 219а. *Беляев С. Н., Башарин А. К., Хромых В. Г.* О строении фундамента западной части Западно-Сибирского осадочного бассейна. С. 20–23.
- 219б. *Дружинин В. С., Начапкин Н. И., Осипов В. Ю.* и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Урала и северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы. С. 70–75.
- 219в. *Елкин Е. А., Сенников Н. В., Бахарев Н. К.* и др. Основные черты современной структуры и история формирования докембрийско-палеозойского Западно-Сибирского осадочного бассейна. С. 75–80.
- 219г. *Ерохин Ю. В., Иванов К. С., Федоров Ю. Н.* Офиолиты доюрского основания Южно-Октябрьской площади приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна. С. 80–82.
- 219д. *Задоевко Л. А., Нигматзянова О. А., Задоевко А. Н.* и др. Проблемы поиска и картирования ловушек углеводородов в доюрском комплексе Широкого Приобья (территория деятельности ООО «Лукойл–Западная Сибирь»). С. 82–88.
- 219е. *Иванов К. С., Пономарев В. С., Ерохин Ю. В.* Первые результаты U-Pb датирования гранитоидов из фундамента Шаимского района (Западная Сибирь). С. 93–95.
- 219ж. *Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Рыбалка А. В.* и др. Строение и развитие Урала и доюрского основания западной части Западно-Сибирского мегабассейна (по данным комплексных геологических и глубинных сейсмических исследований). С. 95–98.
- 219з. *Михальцов Н. Э., Рябов В. В., Казанский А. Ю.* и др. Возраст и продолжительность пермо-триасового магматизма Сибири по палеомагнитным данным. С. 152–156.
- 219и. *Нежданов А. А., Скрылев С. А., Горбунов С. А.* и др. Поиск крупных и уникальных залежей УВ в фундаменте Западно-Сибирского бассейна — актуальная задача нефтегазовой геологии. С. 156–159.

219к. *Симонов В. А., Клец А. Г., Иванов К. С.* и др. Особенности эволюции мантийных палеоокеанических комплексов из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна. С. 194–197.

219л. *Сурков В. С., Смирнов Л. В.* Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты. С. 207–210.

219 м. *Шадрина С. В., Смирнова Е. В.* Вулканогенный комплекс Рогожниковского лицензионного участка. С. 231–234.

220. Циркон-ильменитовые россыпи олигоцена Западной Сибири (генезис, минералогия, народнохозяйственное значение)/В. А. Даргевич, А. Е. Бабушкин, З. Я. Сердюк и др.//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Седьмая научно-практическая конференция. Т. III. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2004. С. 274–281.

221. *Черепанов Ю. П., Семенов И. Н.* Об основных критериях расчленения и корреляции новейших доказанцевских отложений Обского севера//Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979, вып. 146. С. 26–39.

222. *Черепанов Ю. П., Рубина Н. В.* Стратиграфия и комплексы диатомовых водорослей антропогена Нижнего Прииртышья/Ред. П. П. Генералов//Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. С. 44–56.

223. *Чувашов Б. И., Шуйский В. П.* Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеонтологическое значение)//Литосфера, 2003, № 2. С. 3–27.

224. *Чувашов Б. И., Яцканич Е. А.* К стратиграфии и палеотектонике палеозоя Ханты-Мансийской впадины (Западно-Сибирская плита)//ДАН РФ, 2003, т. 388, № 6. С. 784–787.

225. *Шаблинская Н. В.* Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. — Л.: Недра, 1982. 155 с.

226. *Шадрина С. В.* К вопросу о геодинамической обстановке образования магматитов Рогожниковского ЛУ по новым геохимическим данным//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО—Югры. Двенадцатая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: ИД «ИздатНаукаСервис», 2009. С. 219–223.

227. *Шацкий С. Б.* Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях Юрт Еутских на р. Бол. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийск//Основные проблемы изучения четвертичного периода. — М.: Наука, 1965. С. 206–217.

228. *Шацкий С. Б.* Ледниковая экзарация и гляциодислокации Белогорской возвышенности/Отв. ред. С. А. Архипов//Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Тр. института геологии и геофизики СО АН СССР. 1981, вып. 494. С. 63–68.

229. *Шполянская Н. А.* Основные закономерности распространения вечной мерзлоты Западной Сибири и этапы ее развития//Природные условия Западной Сибири/Под ред. А. И. Попова. — М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 1. С. 102–123.

230. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования)/Ю. Н. Федоров, В. Г. Криночкин, К. С. Иванов и др.//ДАН РФ, 2004, т. 397, № 2. С. 239–242.

231. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Постколлизийный магматизм Северного Урала//Геотектоника, 1993, № 4. С. 56–65.

232. *Яковлева О. М.* Новые радиологические данные о возрасте метаморфизма пород Западно-Тагильской зоны Северного Урала//Ежегодник-1989. — Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 72–73.

233. *Яншин А. Н.* Основные особенности строения и развития молодых платформ//Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности (материалы совещания по проблемам тектоники в Москве)/Отв. ред. Р. Г. Гарецкий, А. Н. Яншин. — М.: Наука, 1965. 226 с.

234. *Яцканич Е. А.* Схема распространения доюрских вещественных комплексов центральной части Западно-Сибирской плиты//Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Вторая научно-практическая конференция. — Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 1999. С. 116–122.

Фондовая

235. *Алексеев Е. А.* Отчет центральной поисково-разведочной партии о поисково-разведочных работах на кирпичные глины, проведенных в окрестностях г. Ханты-Мансийск в 1962–1963 гг. — Тюмень: ТФИ, 1964.

236. *Бабушкин Л. А., Каменских и др.* Составление карты торфов и сапропелей территории Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1 : 1 000 000. (Отчет Восточной съемочной эколого-геологической партии по договору № 14/02 в двух книгах). — Тюмень: ТФИ, 2002.

237. *Бешенцева О. Г.* и др. Ханты-Мансийское месторождение пресных подземных вод. Отчет Нижнеобской гидрогеологической партии о результатах геологоразведочных работ для водоснабжения г. Ханты-Мансийск с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.01.1990 г. — Тюмень: ТФИ, 1989.

238. *Боровский В. В., Файбусович Я. Э., Кабатов Н. В.* Отчет по объекту «Составление ГИС-атласов карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Ханты-Мансийского автономного округа и масштаба 1 : 500 000 юга Тюменской области». — Тюмень: ТФИ, 2009.

239. *Брадучан Ю. В., Файбусович Я. Э.* Отчет по объекту «Совершенствование легенды Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-200 (Тюменско-Салехардская подсерия)». — Тюмень: ЗапСибГеоНАЦ, 2001.

240. *Валях В. М., Кузнецов Ю. А.* и др. Отчет о результатах инженерно-геологической съемки масштабов 1 : 200 000–1 : 500 000, выполненной в порядке эксперимента ускоренными методами в районе нижнего течения р. Обь на участке от левобережья р. Полуи до пос. Бол. Камень. — Тюмень: ТФИ, 1967.

241. *Валях В. М., Зайонц И. Л., Зилинг Д. Е.* Сводный отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Березовской ГПП в среднем и нижнем течении р. Обь в пределах проектируемого Нижнеобского водохранилища. 2 ГГУ. — Тюмень: ТФИ, 1968.

242. *Власова Л. С.* и др. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод действующего водозабора пгт. Пойковский. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2001.

243. *Власова Л. С.* и др. Оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод на водозаборах «НЮЭС», расположенных на участке электростанции «Авангард» в г. Ханты-Мансийск. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2004.

244. *Волков А. И.* Отчет о структурно-профильном бурении по линиям Березово–Казым–Хул-Лор и Тугяны–р. Лыхма. — Тюмень: ТФИ, 1953.

245. *Генералов П. П.* (отв. исп.). Отчет по теме: «Эволюция Западно-Сибирской геосинеклизы в кайнозое». — Тюмень: ТФИ, 1994.

246. *Громова Т. М.* Отчет о колонковом профильном бурении в районе пос. Мал. Атлым, проведенном в 1954 г. — Тюмень: ТФИ, 1956.
247. *Губанова Т. П.* Кадастр торфяных месторождений (Тюменская область). — Тюмень: ТФИ, 1988.
248. *Досанов С. С., Кузнецов Ф. В.* Создание и введение информационно-аналитической (фактографической и картографической) базы данных мониторинга геологической среды и подземных водных объектов на территории Ханты-Мансийского автономного округа, 4 этап. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2004.
249. *Дьяконов В. П., Куклич Л. А.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов подземных вод апт-сеноманского водоносного комплекса Камынского нефтяного месторождения (Западная Сибирь). — М.: Росгеолфонд, 1992.
250. *Дьяконов В. П., Куклич Л. А.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов вод апт-сеноманского водоносного комплекса Назаргалеевского нефтяного месторождения (Западная Сибирь). — М.: Росгеолфонд, 1998.
251. *Дьяконов В. П., Куклич Л. А.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов вод апт-сеноманского водоносного комплекса Хорлорского нефтяного месторождения. — М.: Росгеолфонд, 1998.
252. *Дьяконов В. П., Куклич Л. А.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов вод апт-сеноманского водоносного комплекса Западно-Камынского нефтяного месторождения. — М.: Росгеолфонд, 1998.
253. *Дьяконов В. П.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов вод апт-сеноманского водоносного комплекса Саниского нефтяного месторождения. — М.: Росгеолфонд, 2000.
254. *Дьяконов В. П.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов подземных вод апт-сеноманского водоносного комплекса Ульяновского нефтяного месторождения. — М.: Росгеолфонд, 2001.
255. *Дьяконов В. П.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов вод апт-сеноманского водоносного комплекса Западно-Чигоринского нефтяного месторождения. — М.: Росгеолфонд, 2001.
256. *Дьяконов В. П.* и др. Подсчет эксплуатационных запасов вод апт-сеноманского водоносного комплекса Лас-Еганского нефтяного месторождения. — М.: Росгеолфонд, 2002.
257. *Дядюк Н. П.* и др. Сводный отчет по Мало-Атлымской опорной скв. 1Р. Годы бурения 1960–1961. — Тюмень: ТФИ, 1962.
258. *Жуков В. В.* и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Ханты-Мансийской гидрогеологической партией в 1964–1966 гг. в зоне проектируемого Нижне-Обского водохранилища на участке р. Обь от пос. Сахаль до пос. Луговой и на участке Иртыша от пос. Горно-Филинское до устья. — Тюмень: ТФИ, 1966.
259. *Завьялов А. В.* Отчет о структурно-поисковом бурении по профилю Мал. Атлым—Урманное в Октябрьском и Самаровском районах Ханты-Мансийского национального округа Тюменской области в 1958 г. — Тюмень: ТФИ, 1958.
260. *Зайонц И. Л., Демус С. И.* и др. Геологическое строение Центрального Приобья. Отчет Ханты-Мансийской геологической партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 листов Р-42-III–XII, XIV–XIX, XX (сев. пол.), XXI–XXV, XXVI (юж. пол.), XXVII и геологического доизучения листов Р-42-XX (юж. пол.), XXVI (сев. пол.), XXVIII–XXX (всего 27 листов). — Ханты-Мансийск: ТГФ, 1984.

261. *Ильина М. П.* Отчет о результатах глубокого разведочного бурения на Уватской площади. — Тюмень: ТФИ, 1961.
262. *Калугин П. С.* Отчет о структурно-поисковом бурении по профилям Самарово—Сургут, Тюли—Урманный и по Назымскому профилю в Самаровском и Сургутском районах Тюменской области в 1957—1959 гг. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 1960.
263. *Каменских А. П., Семенова И. А.* Карта месторождений минерального сырья для производства строительных материалов. Справочник месторождений минерального сырья для производства строительных материалов в Ханты-Мансийском автономном округе в девяти книгах. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 1998.
264. Карта обоснования геологоразведочных работ на 2008 г. в Ханты-Мансийском автономном округе—Югре/Ред. Е. А. Тепляков. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2007.
265. Карта обоснования геологоразведочных работ по ХМАО—Югре/Ред. А. В. Шпильман, Е. А. Тепляков. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2005.
266. *Климов Ю. М.* Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Сургутской партией в 1964—1966 гг. в зоне проектируемого Нижне-Обского водохранилища на участке между селами Сытомино—Локосово. — Тюмень: ТФИ, 1966.
267. *Ковригина Е. К.* (отв. исп.), *Булин Н. К., Лебедева Е. А.* и др. Объяснительная записка к разделу опережающей геофизической основы Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение): «Строение земной коры и верхней части верхней мантии по данным глубинных сейсмических исследований площади листа Р-41, 42 — Ханты-Мансийск и сопредельных территорий» (к отчету по договору № 53000118/2000 — 221 от 25 января 2000 г.). — СПб.: ОГФ ВСЕГЕИ, 2001.
268. *Ковригина Е. К.* (отв. исп.), *Лебедева Е. А., Файбусович Я. Э.* и др. Объяснительная записка к опережающей геохимической основе Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), лист Р-41, 42 — Ханты-Мансийск (к отчету по договору № 53000118/2000 — 221 от 25 января 2000 г.). — СПб.: ОГФ ВСЕГЕИ, 2001.
269. *Ковригина Е. К.* (отв. исп.), *Боровский В. В., Капишикова О. П.* и др. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа. (Совершенствование и межсерийная корреляция серийных легенд к ГК-200/1000 по Западно-Сибирскому региону). Информационный отчет по объекту № 65. — СПб.: ОГФ ВСЕГЕИ, 2002.
270. *Козлов Е. П., Денисов В. А., Черданцев В. Г.* и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Геологическое доизучение площади масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию листов Р-42-ХIII, ХIV, ХV, ХVI (Назымская площадь)». — Тюмень: ТФИ, 2004.
271. *Корнев В. А., Криночкин В. Г.* Разработка региональной сейсмогеологической основы для планирования геологоразведочных работ по району Белогорья и прилегающим землям. — Ханты-Мансийск: ОАО «Ханты-Мансийскгеофизика», 2003.
272. *Котлова И. Ф., Овсянникова Е. А.* и др. Отчет об инженерно-геологических условиях долины р. Иртыш между городами Тобольск—Ханты-Мансийск в масштабе 1 : 500 000 для стадии ТЭО переброски части стока сибирских рек в бассейн Аральского моря. — Тюмень: ТФИ, 1975.
273. *Крапивнер Р. Б., Иоффе Д. Я.* и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Иртышской партией Печорской гидрогеологической экспедиции в зоне проектируемого водохранилища в 1965—1967 гг. — Тюмень: ТФИ, 1968.

274. *Крапивнер Р. Б., Иоффе Д. Я.* и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Реполовской партией в 1967–1968 гг. на участке слияния рек Обь и Иртыш. — Тюмень: ТФИ, 1969.

275. *Краснов А. И.* (отв. исп.), *Высокоостровская Е. Б., Аблавацкая Т. Н.* и др. Объяснительная записка к радиометрической основе ГГК-1000 РФ, лист Р-41, 42–Ханты-Мансийск (по договору № 053305). — СПб.: Фонды ВИРГ–Рудгеофизика, 2001.

276. *Кузин И. Л.* и др. Геоморфология Тюменской области. Отчет по теме: Геоморфологическая карта Тюменской области масштаба 1:1 500 000. — Тюмень: ТФИ, 1976.

277. *Кулагин С. М., Зайонц И. Л.* и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных в зоне проектируемого Нижне-Обского водохранилища на участке между поселками Луговое–Сотниково. — Тюмень: ТФИ, 1966.

278. Легенда Западно-Сибирской серии листов Гостгеолкарты-1000/3/Я. Э. Файбусович (отв. исп.), Ю. В. Брадучан, В. В. Боровский, Ю. П. Черепанов. — Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2008.

279. Легенда Тюменско-Салехардской подсерии Западно-Сибирской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000/П. П. Генералов, Ю. П. Черепанов и др. Гл. ред. Б. Ф. Костюк. — Тюмень: ТФИ, 1998.

280. *Максименко С. Г.* и др. Отчет о геолого-геоморфологической съемке масштаба 1:200 000 листа Р-42-ХІІІ. — Тюмень: ТФИ, 1958.

281. *Масленников В. В., Королькова З. Г., Кочетков В. А.* и др. Региональное геолого-экологическое картирование (ГЭК) масштаба 1:1 000 000 в пределах севера Тюменской области. — М.: ФГУ НПП «Аэрогеология», 1998.

282. *Миловидов Е. И.* и др. Отчет об инженерно-геологических исследованиях, проведенных Селяировской гидрогеологической партией в 1967–1968 гг. в среднем течении р. Обь на ее широтном участке от пос. Гласково до устья р. Пим и в бассейне рек Бол. и Мал. Салым. — Тюмень: ТФИ, 1969.

283. *Молодцова Г. П.* и др. Отчет о результатах детальной разведки пресных подземных вод в районе действующего водозабора Сорумской КС с оценкой эксплуатационных запасов по состоянию на 1.06.1987 г. — Тюмень: ТФИ, 1987.

284. *Мурадов Т. Д.* Отчет о результатах колонкового бурения на Горно-Слинкинской, Красноярской, Демьянской площадях и на профилях Уват–Реполово, Уват–Немчиново, Демьянское–Немчиново, проведенного Уватской разведкой структурно-поискового бурения в 1955–1958 гг. — Тюмень: ТФИ, 1958.

285. *Нежданов А. А.* Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей углеводородов//Докт. дис. — Тюмень: Тюменский ГНГУ, 2004.

286. *Некрасов А. И., Брагин П. Е.* и др. Литолого-геологическая карта современного среза равнинной части территории ХМАО масштаба 1:500 000. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2002.

287. *Некрасов А. И., Клинова Э. А.* и др. Геологическое строение Широкого Приобья. Отчет Нижневартовской гидрогеологической партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000, проведенной в 1981–1991 гг. на Тромъеганской площади. Листы Р-43-I–III, VII–IX, XIII–XV, XIX–XXI, XXV, XXVII–XXIX, XXXI–XXXV. — Тюмень: ТФИ, 1991.

288. Некрасов А. И., Алексеева Т. П., Клинова Э. А. и др. Отчет по теме: «Создание и ведение информационной базы данных твердых полезных ископаемых Ханты-Мансийского автономного округа». Карта неоген-четвертичных отложений Уральской части Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1 : 500 000. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2004.

289. Никитин Ю. Н. (отв. исп.). Отчет по теме: Экогеологическое картирование Тюменской области масштаба 1 : 1 000 000. Листы Р-42, 43; О-41, 42, 43; N-42. — Тюмень: ТФИ, 1998.

290. Новиков Г. Р., Баран А. И. Отчет о результатах структурно-поискового бурения по профилям: Болчары—Печерах, Болчары—Тюли, Нахрачи—Шугур, Леуши—Черная Речка—Еремино в Кондинском и Самаровском районах ХМАО Тюменской области и в Гаринском районе Свердловской области в 1956—1959 гг. —Тюмень: ТФИ, 1959.

291. Ободов В. А. (отв. исп.). ГИС-атлас карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Уральского Федерального округа. — СПб: ОГФ ВСЕГЕИ, 2008.

292. Отчет по объекту «Составление легенды Западно-Сибирской серии листов ГК-1000 с минерагеническим блоком в пределах Тюменско-Салехардской подсерии ГК-200»/В. В. Боровский, Я. Э. Файбусович, Н. В. Кабатов и др. — Тюмень: ТФИ, 2005.

293. Палкин С. С., Крапивнер Р. Б. Оценка обеспеченности населения ХМАО ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2001.

294. Палкин С. С., Фортигин А. В. Региональная оценка запасов апт-сеноманских подземных вод в ХМАО для обеспечения системы ППД и возможности утилизации излишков подтоварных вод. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2003.

295. Подсосова Л. Л. (науч. рук.), Никитин Ю. Н. (отв. исп.). Экологическое картирование Тюменской области масштаба 1 : 1 000 000, листы Р-42, 43; О-41, 42, 43; N-42. — Тюмень: ТФИ «Главтюменьгеология», 1998.

296. Разработка геолого-экономического обоснования подготовки запасов нефти в палеозойских отложениях Западной Сибири. Т. 1: Палеозой и триас; перспективы их нефтегазоносности/В. С. Бочкарев, В. Г. Криночкин и др. — Т. 2: Строение и закономерности развития литосферы Западной Сибири/И. Д. Песковский, Л. Л. Подсосова, А. А. Борисенко. — Т. 3: Графические приложения. — Тюмень: ТФИ, 1985.

297. Самойлюк Л. А. (отв. исп.). Составление структурных карт фундамента рифей-палеозойского и триасового комплексов с целью изучения геодинамической эволюции и оценки нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты масштаба 1 : 2 500 000 за 1993—1999 гг. — М.: ФГУ НПП «Росгеолфонд», 1999.

298. Смирнов И. И. (отв. исп.). Геологическое строение Северного Зауралья. Отчет Сосьвинской геологосъемочной партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 листов Р-41-V, VI, XIV—XVIII, XX—XXIV, XXVIII—XXX, XXXIV и геологического доизучения листов Р-41-II—IV, VIII—XII, проведенных в 1982—1989 гг. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 1989.

299. Ставицкий Б. П. Отчет по теме: «Пополнение и дальнейшее развитие гидро-геологической базы данных». — Тюмень: ТФИ, 1992.

300. Ставицкий Б. П. Эксплуатационные запасы пластовых вод апт-сеноманского комплекса на Лянторском и Маслиховском месторождениях с целью ППД. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 1995.

301. Ставицкий Б. П., Курчиков А. Р. Подсчет эксплуатационных запасов подземных вод апт-сеноманского водоносного горизонта для целей поддержания пластового

давления на Приобском, Приразломном, Петелинском и Угутском лицензионных участках. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2001.

302. *Ставицкий Б. П., Плавник А. Г.* Региональная оценка гидроминеральных ресурсов (йодо-бромных вод) апт-сеноманских отложений ХМАО. — Тюмень: ТФИ, 2002.

303. *Стародубов А. В., Колотов И. Б.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод на участке водозабора «Северный» в г. Ханты-Мансийск. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2005.

304. *Султанаев А. А.* Сводный отчет по Ханты-Мансийской опорной скв. № 1-Р. — Тюмень: ТФИ, 1955.

305. *Топычканов В. Б.* и др. Отчет по теме: Литология и фациальные особенности продуктивных отложений мезозоя новых месторождений нефти и газа Тюменской области (по материалам литологической лаборатории за 1974–1975 гг.). — Тюмень: ТФИ, 1976.

306. *Трофимов В. Т., Фирсов Н. Г., Васильчук Ю. К.* Составление и подготовка к изданию серии мерзлотных карт Западно-Сибирской плиты масштаба 1 : 1 000 000. (Отчет по договору № 284). — Тюмень: ТФИ, 1982.

307. *Учителёва Л. Г., Паничева Т. Н., Петров В. В.* и др. Гидрогеохимия основных типов структурно-формационных зон молодых платформ (отчет за 1984–1986 гг.). — Л.: ОГФ ВСЕГЕИ, 1986.

308. *Фельдман А. Л.* и др. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод водозаборных участков Верхне-Казымского, Бобровского, Таежного МПУ МГ, Сергинской базы ПТО и Пунгинского СПХК. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2000.

309. *Черепанов Ю. П., Алексеева Т. П.* Геологическое строение Нижнего Прииртышья. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 листов О-41-V, XII, XVIII, XXIV, XXXVI; О-42-I-XIV, XVI-XVIII, XXIII; Р-42-XXXI-XXXII и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 листов Р-42-XXXIV-XXXVI — Тюмень: ТФИ, 1983.

310. *Черепанов Ю. П., Генералов П. П.* и др. Изучение опорных разрезов новейших отложений бассейна Сев. Сосьвы и Белогорского Приобья с целью составления схемы стратиграфии. — Тюмень: ТФИ, 1973.

311. *Шаталов Г. Г.* (отв. исп.). Объяснительная записка к опережающей геофизической основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-41,42 — Ханты-Мансийск. — Тюмень: ТФИ, 2001.

312. *Шнайдер Л. А., Соколова А. В., Провоторова Н. А.* Составление карт гидрогеологического районирования и районирования по бассейнам подземного стока зоны свободного водообмена масштаба 1 : 2 500 000 и схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка Западно-Сибирского региона. — Томск: ТГФ, 2003.

313. *Яковлев В. Н.* Оперативный контроль и охрана подземных вод от истощения и загрязнения по территории ХМАО. — Ханты-Мансийск: ТГФ, 2004.

**Указатель объектов полезных ископаемых и их признаков,
показанных на картах полезных ископаемых и плиоцен-
четвертичных образований листа Р-42 – Ханты-Мансийск**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-1	Минеральные промышленные йодные воды	П	Кислорское	141
I-1-2	Газ горючий	ММ/З	Чуэльское	25, 136
I-1-3	Нефть	ММ/Р	Окраинное	25
I-1-4	Нефть	МС/Р	Кислорское	25, 136
I-1-5	Нефть	МС/Р	Среднелыхминское	25, 136
I-1-6	Опока	МК/З	Выргимское	117
I-1-7	Опока	МС/З	Атымьюганское	117
I-1-8	Глина кирпичная	МС/З	Айюганское	117
I-1-9	Опока, диатомовая глина	МК/З	Ветхотенлорское	117
I-1-10	Опока, диатомовая глина	ММ/З	Вахсынглорское	117
I-1-11	Опока, диатомовая глина	МС/З	Харьегамлорское	117
I-1-12	Диатомовая глина	МС/З	Вахсынекуртское	117
I-1-13	Глина кирпичная	ММ/З	Вожпайюганское	117
I-1-14	Опока, диатомовая глина	МК/З	Питыхирьюганское	117
I-1-15	Опока	ММ/З	Курэқтыхлым-соимское	117
I-1-16**	Песок строительный	ММ/З	Атымьюганское	117
I-2-1	Минеральные промышленные йодные воды	П	Северо-Казымское	141
I-2-2	Газ горючий	ММ/Р	Северо-Казымское	25
I-2-3	Минеральные промышленные йодные воды	П	Амнинское	141
I-2-4**	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	ММ/З	Верхнеказымское	150
I-2-5**	Песчано-гравийный материал	МС/З	Иш-Юганское	117
I-3-1*	Титан, цирконий	ППС	Сорумская	114, авт. данные
I-3-2*	Титан, цирконий	ППС	Кутопская	114, авт. данные

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-3*	Титан, цирконий	ППС	Помутская	114, авт. данные
I-3-4*	Титан, цирконий	ППС	Вельюганская	114, авт. данные
I-4-1*	Титан, цирконий	ППС	Ай-Куръехская	114, авт. данные
I-4-2*	Титан, цирконий	ППС	Унвошьеганская	114, авт. данные
I-5-1	Нефть	МК/Р	Верхнеказымское	26, 136
I-5-2	Нефть	ММ/Р	Южно-Лунгорское	26, 136
I-5-3*	Титан, цирконий	ППС	Верхнеказымская	114, авт. данные
I-5-4	Нефть	МС/Р	Западно-Ватлорское	26, 136
I-5-5*	Титан, цирконий	ППС	Айсуньюганская	114, авт. данные
I-6-1*	Титан, цирконий	ППС	Нючаяхская	114, авт. данные
I-6-2	Нефть	ММ/Р	Ямпинское	26
I-6-3*	Титан, цирконий	ППС	Хеттская	114, авт. данные
I-6-4*	Титан, цирконий	ППС	Ай-Надымская	114, авт. данные
I-6-5	Нефть	П	Нумтойское	26
I-6-6*	Титан, цирконий	ПМ	Южный берег оз. Нум-То	114, авт. данные
I-6-7	Нефть	МС/Р	Северо-Ватлорское	26
I-6-8	Нефть	ММ/Р	Милюское	26
I-6-9	Нефть	ММ/Р	Малоперевальное	26
II-1-1	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	ММ/Э	Бобровское	150
II-1-2	Пресные подземные воды для технических целей	В/Э	Лыхманский	102
II-1-3*	Титан, цирконий	ППС	Ун-Шарьюская	114, авт. данные
II-1-4*	Титан, цирконий	ППС	Лыхминская	114, авт. данные
II-1-5	Титан, цирконий	ПМ	Левобережье р. Лыхма	114, авт. данные
II-1-6	Нефть	МС/Р	Змановское	136
II-1-7*	Титан, цирконий	ППС	Мысенг-Соимская	114, авт. данные
II-1-8	Нефть	МС/Р	Октябрьское	31
II-1-9	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Бол. Атлым	114, авт. данные
II-1-10**	Песчано-гравийный материал	МС/З	Сурийское	117
II-2-1*	Титан, цирконий	ППС	Вожпайюганская	114, авт. данные
II-2-2	Нефть	МК/Р	Южно-Амнинское	136
II-2-3	Нефть	МК/Р	Ольховское	136
II-2-4*	Титан, цирконий	ППС	Верхнехульюганская	114, авт. данные

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-5*	Титан, цирконий	ППС	Амнинская	114, авт. данные
II-2-6	Титан, цирконий	ПМ	Левобережье р. Амня	114, авт. данные
II-2-7	Титан, цирконий	ПМ	Левобережье р. Амня	114, авт. данные
II-2-8	Нефть	МК/Р	Большое	136
II-2-9*	Титан, цирконий	ПМ	Правобережье р. Амня	114, авт. данные
II-3-1*	Титан, цирконий	ППС	Ногорсоимская	114, авт. данные
II-4-1*	Титан, цирконий	ППС	Кельсиеганская	114, авт. данные
II-4-2*	Титан, цирконий	ППС	Нярвошьюганская	114, авт. данные
II-4-3*	Титан, цирконий	ПМ	Правобережье р. Нанг-Лемын	114, авт. данные
II-4-4	Нефть	ММ/Р	Восточно-Панлорское	136
II-4-5*	Титан, цирконий	ППС	Верхнеляминская	114, авт. данные
II-5-1	Нефть	МС/Р	Сурьеганское	26
II-5-2*	Титан, цирконий	ППС	Венгяхская	114, авт. данные
II-5-3	Нефть	ММ/Р	Чанатойское	26, 136
II-5-4*	Титан, цирконий	ПМ	Правобережье р. Нанг-Юган	114, авт. данные
II-5-5	Нефть	МС/Р	Логачевское	26, 136
II-5-6	Нефть	ММ/Р	Овлихлорское	26
II-5-7	Нефть	МК/Э	Северо-Лабатьюганское	26, 136
II-6-1	Нефть	ММ/Р	Северо-Тромъеганское	26, 136
II-6-2	Нефть	МК/Р	Ватлорское	26
II-6-3*	Титан, цирконий	ППС	Тромъеганская	114, авт. данные
II-6-4	Нефть	МС/Р	Южно-Ватлорское	26, 136
II-6-5	Нефть	МС/Э	Восточно-Тромъеганское	26, 136
II-6-6	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Восточно-Тромъеганское	102
II-6-7	Нефть	П	Ехампийское	26
II-6-8*	Титан, цирконий	ПМ	Левобережье р. Лук-Юган	114, авт. данные
II-6-9	Нефть	МС/Э	Тромъеганское	26
II-6-10	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Тромъеганское	102

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-11	Нефть	МС/Э	Хорлорское	26, 136
II-6-12	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Хорлорское	105
II-6-13	Нефть	ММ/Р	Июльское	26, 136
II-6-14	Нефть	ММ/Р	Лосевое	26, 136
II-6-15**	Торф	МК/З	Пим-Тром-Юганское	93
III-1-1	Нефть	ММ/Р	Торъешское	31
III-1-2	Нефть	ММ/Р	Южно-Октябрьское	31
III-1-3	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	В/Э	Октябрьский	102
III-1-4	Титан, цирконий	ПРЛ	Октябрьское	Авт. данные
III-1-5	Нефть	МК/Р	Северо-Рогожниковское	121, 136
III-1-6	Титан, цирконий	ПМ	Правобережье р. Обь	114, авт. данные
III-1-7	Нефть	ММ/Р	Каремпостское	121, 136
III-1-8	Титан, цирконий	ПРЛ	Малоатлымское	Авт. данные
III-1-9	Титан, цирконий	ПРЛ	Усть-Малоатлымское	Авт. данные
III-1-10	Нефть	МС/Э	Песчаное	121, 136
III-1-11	Минеральные промышленные йодные воды	П	Малоатлымское	111
III-1-12	Нефть	П	Сосновское	121
III-1-13	Нефть	П	Хотлохское	121
III-1-14**	Глина кирпичная	ММ/З	Октябрьское	117
III-1-15**	Песчано-гравийный материал	ММ/З	Большеатлымское	117
III-1-16**	Песок строительный	ММ/З	Заречное	117
III-1-17**	Глина кирпичная	ММ/З	Микояновское	117
III-2-1	Нефть	П	Моимское	136
III-2-2	Нефть	МС/Р	Центральное	121, 136
III-2-3*	Титан, цирконий	ПМ	2 км западнее истока р. Ун-Паннэ-Юган	114, авт. данные
III-2-4	Нефть	МС/Р	Назымское	121, 136
III-2-5	Титан, цирконий	ПР	Скв. РГ-8	114, авт. данные
III-2-6*	Титан, цирконий	ППС	Атымская	114, авт. данные
III-2-7	Нефть	МК/Э	Рогожниковское	121, 136
III-2-8	Титан, цирконий	ПР	Скв. РГ-7	114, авт. данные
III-2-9	Титан, цирконий	ПР	Скв. РГ-6	114, авт. данные

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-10	Титан, цирконий	ПР	Скв. РГ-5	114, авт. данные
III-2-11	Песок стекольный	МС/З	Малоатлымское	117
III-2-12*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Бол. Леушинская	114, авт. данные
III-2-13	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Рогожниковское	102
III-2-14*	Титан, цирконий	ПМ	Левобережье р. Бол. Леушинская (левый приток Оби)	114, авт. данные
III-2-15	Нефть	П	Восточно-Сосновское	121
III-2-16*	Титан, цирконий	ППС	Карымкарская	114, авт. данные
III-2-17*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Назым	114, авт. данные
III-2-18**	Песчано-гравийный материал	ММ/З	Охтач	117
III-2-19**	Песок строительный	ММ/З	Кольсоимское	117
III-3-1*	Титан, цирконий	ППС	Верхненазымская	114, авт. данные
III-3-2	Нефть	МС/Р	Тункорское	121, 136
III-3-3*	Титан, цирконий	ППС	Тункорьюганская	114, авт. данные
III-3-4	Нефть	МС/Р	Апрельское	121, 136
III-3-5	Минеральные промышленные йодные воды	П	Апрельское	141
III-3-6	Нефть	МС/Р	Итьяхское	121, 136
III-3-7*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Назым	114, авт. данные
III-3-8	Нефть	МК/Р	Средненазымское	136
III-3-9	Нефть	ММ/Р	Верхненазымское	121
III-3-10**	Песчано-гравийный материал	ММ/З	Вандымово	117
III-3-11**	Песчано-гравийный материал	ММ/З	Лозямово	117
III-4-1	Нефть	МС/Р	Тортасинское	121, 136
III-4-2	Нефть	МС/Р	Емангальское	121, 136
III-4-3	Нефть	МС/Р	Западно-Туманное	121, 136
III-5-1	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Северо-Лабатьюганское	102
III-5-2	Нефть	МК/Р	Восточно-Мытаяхинское	26, 136
III-5-3*	Титан, цирконий	ПМ	Правобережье р. Нанг-Юган	114, авт. данные

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-4	Нефть	МС/Р	Мытаяхинское	26, 136
III-5-5	Нефть	П	Западно-Айпимское	26, 136
III-5-6*	Титан, цирконий	ППС	Среднелямминская	114, авт. данные
III-5-7	Нефть	МС/Р	Шишкьюганское	26, 136
III-5-8	Нефть	МС/Р	Южно-Санлорское	121, 136
III-5-9	Нефть	МС/Э	Западно-Чигоринское	26, 136
III-5-10	Нефть	ММ/Р	Западно-Карпаманское	26
III-5-11**	Песчано-гравийный материал	ММ/З	Лямминское	117
III-5-12**	Песок строительный	ММ/З	Приустьевое	117
III-6-1	Нефть	ММ/Р	Восточно-Лабатьюганское	26, 136
III-6-2	Нефть	МК/Э	Нижнесортымское	26, 136
III-6-3*	Титан, цирконий	ППС	Пимская	114, авт. данные
III-6-4	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Нижнесортымское	102
III-6-5	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Северо-Айпимское	102
III-6-6	Нефть	МК/Э	Айпимское	26, 136
III-6-7	Нефть	МК/Э	Алехинское	26, 136
III-6-8	Нефть	МК/Э	Камыньское	26, 136
III-6-9	Нефть	ММ/Р	Южно-Алехинское	26
III-6-10	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Камыньское	103
III-6-11	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Западно-Чигоринское	109
III-6-12	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Третьяковское	102
III-6-13	Нефть	ММ/Э	Третьяковское	26, 136
IV-1-1*	Титан, цирконий	ППС	Потьмецкая-1	114, авт. данные
IV-1-2	Минеральные промышленные йодные воды	П	Ем-Еговское	141
IV-1-3*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Мал. Ем-Ега	114, авт. данные

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-4*	Титан, цирконий	ППС	Потьмецкая-2	114, авт. данные
IV-1-5	Минеральные промышленные йодные воды	П	Ингинское	141
IV-1-6	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	В/Э	Талинский	102
IV-1-7**	Глина кирпичная	ММ/З	Шишъеганское	117
IV-2-1	Нефть и газоконденсат	МУ/Э	Красноленинское	25, 136
IV-2-2*	Титан, цирконий	ПМ	6,6 км на северо-восток от пос. Урманский	114, авт. данные
IV-2-3*	Титан, цирконий	ПМ	Правый берег р. Обь	114, авт. данные
IV-3-1	Нефть	МК/Р	Галяновское	136
IV-3-2*	Титан, цирконий	ПМ	Правый берег р. Обь	114, авт. данные
IV-3-3*	Титан, цирконий	ПМ	Правый берег р. Обь	114, авт. данные
IV-3-4**	Песчано-гравийный материал	ММ/З	Малай	117
IV-3-5**	Торф	МК/З	Усен-Тор	93
IV-3-6**	Торф	МК/З	Хорово	93
IV-3-7**	Песок строительный	МК/З	Охлымское	117
IV-3-8**	Песок строительный	ММ/З	Охлымский Сор	117
IV-4-1	Нефть	МК/Э	Северо-Селяировское	28, 136
IV-4-2	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Северо-Селяировское	102
IV-4-3	Нефть	МК/Э	Сыньеганское	28, 136
IV-4-4	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Сыньеганское	102
IV-4-5	Нефть	МС/Р	Новонялинское	28, 136
IV-4-6**	Торф	МК/З	Сырково	93
IV-4-7**	Песчано-гравийный материал	МК/З	Назымское	117
IV-5-1	Нефть	МУ/Э	Западно-Камыньское	28, 136
IV-5-2	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Западно-Камыньское	106
IV-5-3*	Титан, цирконий	ППС	Нижнеляминская	114, авт. данные
IV-5-4	Нефть	МС/Э	Западно-Сахалинское	28, 136

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-5	Нефть	ММ/Р	Новогоршковское	28, 136
IV-5-6	Нефть	МУ/Э	Приобское	28, 136
IV-5-7	Нефть	МК/Р	Сахалинское	28, 136
IV-5-8**	Песок строительный	ММ/З	Горшковское	117
IV-6-1	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Ульяновское	108
IV-6-2	Нефть	МС/Э	Ульяновское	26, 136
IV-6-3	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Биттемское	102
IV-6-4	Нефть	МК/Э	Биттемское	28, 136
IV-6-5	Нефть	МС/Р	Восточно-Студеное	28, 136
IV-6-6	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Санинское	107
IV-6-7	Нефть	МС/Э	Санинское	28, 136
IV-6-8	Нефть и газ	МУ/Э	Лянторское	28, 136
IV-6-9	Нефть	ММ/Э	Назаргалеевское	28, 136
IV-6-10	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Назаргалеевское	104
IV-6-11	Нефть	МС/Э	Маслиховское	28, 136
IV-6-12	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Западно-Маслиховское	102
IV-6-13	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Маслиховское	142
IV-6-14	Нефть	МС/Р	Явинлорское	28, 136
IV-6-15	Нефть	ММ/Р	Восточно-Сахалинское	28, 136
IV-6-16	Титан, цирконий	ПМ	Правобережье р. Лямин	114, авт. данные
IV-6-17	Нефть	МК/Р	Тундринское	28, 136
IV-6-18**	Песок строительный	ММ/З	Горненское	117
IV-6-19**	Горф	МК/З	Сытоминское	93
IV-6-20**	Горф	МК/З	Ямское	93
V-1-1	Нефть	МС/Р	Онтохское	27, 136
V-2-1	Нефть	П	Ковенское	27
V-3-1*	Титан, цирконий	ППС	Южная	114, авт. данные

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-2	Нефть	ММ/Р	Восточно-Янлотское	136
V-3-3**	Глина кирпичная	ММ/О	Кирзавод	117
V-4-1	Нефть	ММ/Э	Ханты-Мансийское	28, 136
V-4-2	Титан, цирконий	ППС	Городская	114, авт. данные
V-4-3	Минеральные лечебные воды	П/Э	Ханты-Мансийская 1-Р	146
V-4-4	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	ММ/З	Ханты-Мансийское 2	94
V-4-5	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	ММ/Э	Североханты-Мансийское	145
V-4-6	Нефть	МК/Р	Эргинское	28, 136
V-4-7**	Глина кирпичная	ММ/З	Горненское	92
V-4-8**	Пресные подземные воды для технических целей	ММ/Э	«Авангард»	98
V-4-9**	Глина кирпичная	ММ/З	Яровское	117
V-4-10**	Песок строительный	ММ/З	Ханты-Мансийское	117
V-5-1	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Приобское	143
V-5-2	Нефть	МУ/Э	Приразломное	28, 136
V-5-3	Нефть	МС/Р	Вернешапшинское	28, 136
V-5-4	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Приразломное	143
V-6-1	Нефть	МУ/Э	Правдинско-Салымское	28
V-6-2	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Лас-Еганское	110
V-6-3	Минеральные промышленные йодные воды	П	Правдинское	141
V-6-4	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	ММ/З	Пойковское	97

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-6-5	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Правдинское	102
VI-1-1*	Титан, цирконий	ПР	Кашатское	151, авт. данные
VI-1-2	Нефть и газ	МС/Р	Восточно-Шебурское	136
VI-2-1*	Титан, цирконий	ПР	Хойское 1	151, авт. данные
VI-2-2*	Титан, цирконий	ПР	Яглинское	151, авт. данные
VI-2-3*	Титан, цирконий	ПР	Хойское 2	151, авт. данные
VI-2-4	Нефть	ММ/Р	Заозерное	136
VI-3-1	Нефть	МС/Р	Западно-Эргинское	28,136
VI-3-2	Нефть	МС/Р	Малокондинское	28,136
VI-3-3*	Титан, цирконий	ПМ	1,0 км севернее оз. Светлый Сор	151, авт. данные
VI-3-4*	Титан, цирконий	ПМ	1,0 км севернее оз. Светлый Сор	151, авт. данные
VI-4-1*	Титан, цирконий	ПР	Урвандское	151, авт. данные
VI-4-2	Титан, цирконий	ПР	Базовское	151, авт. данные
VI-4-3	Нефть	ММ/Р	Чапровское	28, 136
VI-4-4	Нефть	МС/Р	Северо-Кондинское	28, 136
VI-4-5	Нефть	ММ/Р	Кондинское	28, 136
VI-4-6	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	В/Э	Горноправдинский	155
VI-4-7*	Титан, цирконий	ПМ	Левобережье р. Кондинка	151, авт. данные
VI-4-8	Нефть	ММ/Р	Ендырское	28
VI-5-1	Нефть	МК/Р	Среднешапшинское	28, 136
VI-5-2	Минеральные промышленные йодные воды	П	Среднешапшинское	141
VI-5-3	Нефть	МС/Э	Нижнешапшинское	28, 136
VI-5-4	Минеральные промышленные йодные воды	П	Нижнешапшинское	141
VI-5-5	Нефть	МУ/Э	Западно-Салымское	28, 136
VI-5-6	Нефть	МК/Э	Верхнесалымское	28, 136
VI-5-7	Минеральные промышленные йодные воды	П	Верхнесалымское	141

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-1	Нефть	МС/Р	Ямское	28, 136
VI-6-2	Нефть	МК/Э	Петелинское	28, 136
VI-6-3	Нефть	МС/Р	Удачное	28, 136
VI-6-4	Нефть	МУ/Э	Малобалыкское	28
VI-6-5	Технические слабосолоноватые подземные воды	ММ/Э	Западно-Малобалыкское	102
VI-6-6	Нефть	МК/Э	Вадельпское	28, 136
VI-6-7	Нефть	МК/Р	Западно-Каренское	28, 136
VI-6-8	Пресные подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения	В/Э	Салымский	102
VI-6-9**	Торф	МК/З	Бол. Милясово	93

Примечание. Месторождения коренные: МУ — уникальные, МК — крупные, МС — средние, ММ — малые; проявления: П — коренные, ПР — россыпные, ПРЛ — россыпные линейные; ППС — площади с промышленным содержанием; ПМ — пункты минерализации; В — водозаборы, работающие на неутвержденных запасах.

Промышленная освоенность месторождений: Э — эксплуатируемые, З — законсервированные, Р — разведываемые, О — отработанные.

* Полезные ископаемые, показанные на карте полезных ископаемых и на карте плиоцен-четвертичных образований.

** Полезные ископаемые, показанные только на карте плиоцен-четвертичных образований.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Е. К. Ковригина, Л. П. Новикова</i>	3
Стратиграфия	13
Архейская и протерозойская акротемы. <i>Е. К. Ковригина</i>	13
Палеозойская эратема. <i>Е. К. Ковригина</i>	17
Ордовикская—силурийская системы	18
Силурийская—девонская системы	19
Девонская система	26
Каменноугольная система	29
Пермская система	31
Мезозойская эратема	31
Триасовая система. <i>Е. К. Ковригина</i>	31
Юрская система. <i>Л. И. Зылева</i>	37
Юрская—меловая системы. <i>Л. И. Зылева</i>	44
Меловая система. <i>Л. И. Зылева</i>	47
Кайнозойская эратема	62
Палеогеновая система. <i>Л. И. Зылева</i>	62
Неогеновая система. <i>Л. И. Зылева, Ю. П. Черепанов</i>	73
Четвертичная система. <i>Ю. П. Черепанов</i>	87
Магматизм. Нестратиграфические магматические образования <i>Е. К. Ковригина</i>	123
Тектоника. <i>Л. И. Зылева, Е. К. Ковригина, Е. А. Лебедева, Ю. П. Черепанов</i> ..	132
История геологического развития. <i>Е. К. Ковригина, Ю. П. Черепанов</i>	171
Геоморфология. <i>Ю. П. Черепанов</i>	189
Полезные ископаемые	202
Горючие ископаемые	202
Нефть и газ. <i>Л. И. Зылева, В. Е. Козырев</i>	202
Твердые горючие ископаемые. <i>В. Е. Козырев, Л. П. Новикова</i>	224
Металлические ископаемые	224
Черные и редкие металлы. <i>В. А. Денисов</i>	224
Неметаллические ископаемые. Кремнистое сырье. Опока, глины диатомо- вые. <i>В. Е. Козырев</i>	236
Строительные материалы. <i>В. Е. Козырев, Л. П. Новикова</i>	238
Прочие ископаемые. <i>В. Е. Козырев, Л. П. Новикова</i>	241
Подземные воды. <i>Л. А. Хрякова, М. А. Чуйко</i>	241
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>В. А. Денисов, Л. И. Зылева, Е. К. Ковригина, В. Е. Козырев, Л. А. Хрякова</i> ...	247
Гидрогеология. <i>Л. А. Хрякова, М. А. Чуйко</i>	288
Эколого-геологическая обстановка. <i>А. Д. Матюшков</i>	295
Заключение. <i>Л. И. Зылева, Е. К. Ковригина</i>	301
Список литературы	306
Указатель объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на картах полезных ископаемых и плиоцен-четвертичных образований листа Р-42 — Ханты-Мансийск	330

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Западно-Сибирская
Лист Р-42 — Ханты-Мансийск
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 10. 12. 2011. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 21,5 + 12 вкл. Уч.-изд. л. 32. Тираж 150 экз.
Заказ 81011012

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК